



Université d'Oran 2  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

**THESE**

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat 3<sup>ème</sup> cycle « L.M.D »  
En Sciences de la Terre  
**Option : Géologie sédimentaire**

**Bioturbation en contexte de Paléo-émission de fluides dans les séries  
du Dévonien de la Saoura (Sahara algérien) et du Jurassique (passage  
Dogger-Malm) des Monts du Nador (Domaine pré-atlasique) :  
Inventaire, interactions et implications**

Présentée et soutenue publiquement par :  
**Mr. LIMAM Hicham**

Devant le jury composé de :

MAHBOUBI Mahammed	Professeur	Université d'Oran 2	Président
OUALI MEHADJI Abdelkader	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
BENDELLA Mohamed	Professeur	Université d'Oran 2	Co-rapporteur
MEKKAOUI Abderrahmane	MC-A	Université de Béchar	Examineur
ABBACHE Abdelkader	MC-A	Université de Mascara	Examineur
BENYOUCEF Madani	Professeur	Université de Mascara	Invité

Année 2022

## Remerciements

D'habitude, quand on rédige une thèse ce qui est le cas, on donne peu d'importance à la page de remerciement, naturellement, puisqu'on est pris par le travail et la rédaction de l'article lui-même. C'est après qu'on se rend compte de la lourdeur de la tâche, si vite que l'on prend conscience que ce n'est pas aussi simple que l'on croyait. La page de remerciement est la première page lue, il est donc nécessaire de lui octroyer un certain temps de réflexion et de lui apporter un soin particulier.

En tout premier lieu, je remercie le Bon Dieu, le Tout-Puissant, pour la volonté et la patience qu'il m'a données durant toutes ces longues années afin d'accomplir ce travail,

Tout d'abord, je tiens à exprimer ma gratitude envers mon directeur de thèse, le Professeur Mr. OUALI MEHADJI Abdelkader de m'a ouvert la porte et m'avoir encadré avec un grand investissement pendant ces années de doctorat. C'est lui qui m'a poussé à l'étude des effets de bioturbation sur la circulation des fluides. Malgré ses nombreuses charges, il a toujours su faire preuve d'une grande efficacité dans la relecture de thèse, tout en me laissant une liberté totale dans l'orientation de mon travail. Je voudrais le remercier en particulier pour sa patience et l'endurance de mes inactions tout en travaillant sous sa direction, et pour ses conseils qu'il m'a donnés et ses réponses à mes interrogations afin d'enrichir mes connaissances tant académiques que professionnelles.

Je tiens à remercier chaleureusement mon Co-rapporteur, le Professeur Mr. BENDELLA Mohamed pour le rôle qu'il a joué pendant la réalisation de ce travail durant ces années. Je serai toujours reconnaissant pour son soutien et ses multiples conseils, et pour l'opportunité qu'il m'a donnée afin d'enrichir mes connaissances sur l'ichnologie. C'est grâce à lui que j'ai trouvé le plaisir de me plonger dans cette discipline en étudiant les traces fossiles en mémoire de Master, puis en Doctorat. Je le remercie également de m'avoir emmené découvrir la fascination des environnements sédimentaires lors de formation académique en Master.

Je voudrais également exprimer mes sentiments de gratitude à tous les membres du jury qui m'ont honoré en acceptant d'évaluer mon travail : le président, Mr. MAHBOUBI Mahammed (Professeur à l'Université d'Oran 2), les examinateurs Mr. MEKKAOUI Abderrahmane (Maître de Conférences à l'Université de Béchar), Mr. ABBACHE Abdelkader (Maître de Conférences à l'Université de Mascara) et Mr. BENYOUCEF Madani (Professeur à

l'Université de Mascara) pour l'intérêt qu'ils ont porté à cette thèse et aux conseils et critiques qu'ils ont apporté.

Évidemment, j'exprime un grand merci à mes amis BOUDIA Lakhdar et MAHBOUBI Chikh Younes qui m'ont accompagné durant les multiples missions de terrains. Nous étions le trio "le bon, le brute et le truand", sans vous tous, ces journées sur terrains auraient été bien plus ternes. Je remercie infiniment MAHBOUBI Chikh Younes pour ses précieuses aides à la réalisation des analyses géochimiques, et pour les innombrables encouragements, discussions et échanges de points de vue que nous avons eu sur les évènements qui se sont produits durant le Jurassique.

Un remerciement spécial à mon ami BOUDIA Lakhdar, avec lui, j'ai fait tout mon cursus de géologie jusqu'au stade de doctorat. Je le remercie pour les beaux moments que nous avons passés ensemble à l'Université, au Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique & Paléoenvironnements, au terrain, au travail et à l'Institut Algérien du Pétrole durant la formation théorique d'un ingénieur spécialisé en Géologie Pétrolière, aussi pour son soutien moral et sa sollicitude dans les moments difficiles. Que dieu, tout puissant, protège et perdure cette amitié.

Mes remerciements vont à tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre à qui je dois le grand respect pour leur modestie et leur richesse en connaissance et qui m'ont fait bénéficier de leur expérience. D'autre part, je tiens à remercier sincèrement tout le corps administratif du Département des Sciences de la Terre et aussi tous les membres des équipes de recherche ; les enseignants-chercheurs et jeunes doctorants du Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique & Paléoenvironnements.

Mes amis de SONATRACH-Direction régionale de Gassi Touil : ZIDI Zakaria, LEKHOUA Ala Eddine, BOUDRAA Djamel Eddine et SEDDOUKI Nacer Eddine. Mon ami de SONATRACH-Structure Gassi El Agrab : ABDELBAKI Ahmed. Je les remercie vivement pour leur soutien moral ; leurs sympathies et leurs encouragements m'ont beaucoup été utiles surtout durant les moments difficiles, qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

En écrivant ces mots, j'ai une pensée pour tous ceux avec qui j'ai effectué mes études en géologie, de licence et au Master, et aux côtés de qui j'ai partagé des moments absolument mémorables : BOUSLAH Ahmed, ZAËTAR Abdelmadjid, ARRAB Abdelghani, BAHOUSNIA Yacine, MIMOUN Ahmed, GUERROUDJ Youcef, BOUKHARI Sid Ahmed, ROUKH Zine El Abidine, KHERNANE Abdelghani, EL-HAMZA Laid, DEKHLI Rachid et

TERFAOUI Mohamed. Qu'ils trouvent ici toute ma sincère gratitude avec un immense Merci, en leur souhaitant une vie pleine de succès !

J'adresse mes sincères remerciements à GOURDANE Mohamed qui m'a accompagné durant mes sorties du terrain dans la Saoura, aussi à FARES Tedjani et sa famille pour leur accueil chaleureux lors de tous mes séjours dans la région Sidi Saâdoun et aussi à son cousin Saddam qui nous a accompagné durant les missions de terrain dans le chaînon du Nador, sans oublier l'aide des autorités de Gendarmerie et civile de Béni Abbès et de Faïdja pour faciliter le travail de terrain.

Je voudrais aussi exprimer ma grande affection à toute ma famille, un énorme merci également à mes parents, grâce à Dieu et eux, j'atteins aujourd'hui un objectif qui m'est très cher. Mes frères et mes sœurs, leur présence continue et leur soutien indéfectible tout au long de ma scolarité m'ont beaucoup été utiles, qu'ils trouvent ici tous mes remerciements.

Enfin, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué de près ou de loin, par leur indéfectible soutien à l'élaboration de cette thèse. Que les personnes auxquelles je pense ici me pardonnent, d'avoir été contraint de ne pas les citer tous nommément car la liste aurait été trop longue. Il m'est agréable au terme de ce parcours, de rappeler les dettes de reconnaissance que j'ai successivement contractées durant la réalisation de ce travail de thèse qui nécessitait de nombreux efforts et patiences

Dans l'espoir de n'avoir oublié personne,  
à toutes et à tous, mes sincères remerciements...

**Hicham LIMAM**

# SOMMAIRE

	Page
<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	2
Introduction	2
Méthodologie du travail	4
Structure de la thèse	6

## -- P R E M I E R E   P A R T I E --

### SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

#### *Chapitre I* **BIOTURBATION**

<b>I.1.</b> Bioturbation : définition et concept	8
<b>I.2.</b> Différents types de bioturbation	9
<b>I.3.</b> Facteurs qui influencent la bioturbation	11
<b>I.3.1.</b> Facteurs biotiques	11
<b>I.3.2.</b> Facteurs environnementaux	12
<b>I.4.</b> Effets de la bioturbation	21
<b>I.4.1.</b> Influence de la bioturbation sur les propriétés chimiques (biogéochimie / processus de minéralisation) des sédiments	21
<b>I.4.2.</b> Influence de la bioturbation sur les propriétés physiques (pétrophysiques) des sédiments	25

#### *Chapitre II*

### **ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA BIOGEOCHIMIE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS, SUR L'ORIGINE ET DEVENIR DU METHANE**

<b>II.1.</b> Notion sur le compartiment sédimentaire superficiel	28
<b>II.2.</b> Devenir de la matière organique	29
<b>II.3.</b> Biogéochimie et la minéralisation de la matière organique	30
<b>II.3.1.</b> Réactions diagenétiques essentielles	30
<b>II.3.2.</b> Réactions diagenétiques secondaires	37
<b>II.3.3.</b> Récapitulation des équations de la diagenèse de matière organique	40
<b>II.4.</b> Origine du méthane	41
<b>II.4.1.</b> Méthane biogénique	41
a. Méthane biogénique issu de la diagenèse précoce	41
b. Méthane thermogénique issu de la transformation du kérogène dans les roches mère	41
<b>II.4.2.</b> Méthane abiogénique (géo-gaz) issu de l'interaction eau-roche sous la colonne sédimentaire	42

<b>II.4.3.</b> Traceurs de l'origine du méthane	43
<b>a.</b> Dans les sédiments actuels et/ou l'hydrocarbure	43
<b>b.</b> Dans les sédiments fossiles (paléotrace) en absence d'hydrocarbure	45

### *Chapitre III*

#### **LES EVIDENCES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES**

<b>III.1.</b> Etat des connaissances sur les marqueurs de la migration et de l'expulsion des fluides	47
<b>III.1.1.</b> Caractérisation des échappements de fluides sur le fond de la mer	47
<b>a.</b> Pockmarks	47
<b>b.</b> Volcans de boue	49
<b>c.</b> Mud mounds	51
<b>d.</b> Communautés biologiques	51
<b>e.</b> Slumps (glissement gravitaire massif)	53
<b>f.</b> Cône in cône	54
<b>III.1.2.</b> Les marqueurs de la migration des fluides dans la colonne sédimentaire	54
<b>a.</b> Mud diapir (diapirs de boue)	54
<b>b.</b> Carbonates authigènes	55
<b>c.</b> Failles polygonales	59
<b>e.</b> Sulfures	60
<b>d.</b> Fer ooidal	61

## **-- DEUXIEME PARTIE --**

### **DEVONIEN**

Introduction	65
--------------	----

### *Chapitre IV*

#### **CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE**

<b>IV.1.</b> Cadre physique	67
<b>IV.2.</b> Aspect structural de la chaîne d'Ougarta	69
<b>IV.3.</b> Cadre lithostratigraphique du Dévonien de la Saoura	71

### *Chapitre V*

#### **CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE**

<b>V.1.</b> Lithostratigraphie	76
<b>V.1.1.</b> Formation de Chefar el Ahmar	76
<b>V.1.2.</b> Formation des Argiles de Marhouma	81
<b>V.2.</b> Sédimentologie	85
<b>V.3.</b> Ichnologie	97

*Chapitre VI*  
**DISCUSSION ET CONCLUSION**

<b>VI.1.</b> Discussion et conclusion	114
---------------------------------------	-----

**-- T E R O I S E M E   P A R T I E --**  
**JURASSIQUE (CALLOVO – OXFORDIEN)**

Introduction	125
--------------	-----

*Chapitre VII*  
**CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE**

<b>VII.1.</b> Cadre physique	127
<b>VII.2.</b> Aspect structural de la chaîne du Nador	129
<b>VII.3.</b> Cadre lithostratigraphique du Jurassique des Monts du Nador	130

*Chapitre VIII*  
**CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE**

<b>VIII.1.</b> Lithostratigraphie	135
<b>VIII.1.1.</b> Formation des Calcaires de Nador	135
<b>VIII.1.2.</b> Formation des Grés de Sidi Saâdoun	137
<b>VIII.1.3.</b> Formation des Argiles de Faidja	139
<b>VIII.2.</b> Sédimentologie	142
<b>VIII.3.</b> Ichnologie	153

*Chapitre IX*  
**DISCUSSION ET CONCLUSION**

<b>IX.1.</b> Discussion et conclusion	167
---------------------------------------	-----

<b>CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES</b>	176
--	-----

Références bibliographiques	185
-----------------------------	-----

## Résumé

Ce présent travail concerne l'étude des relations entre la bioturbation, les processus et les interactions avec les sédiments bioturbés et les fluides qui les traversent. Elle est basée sur l'analyse de deux coupes géologiques algériennes dont les positions stratigraphiques et paléogéographiques sont différentes ; km 30 (Saoura, Monts de l'Ougarta) et Sidi Saâdoun (Monts du Nador).

Dans la Vallée de la Saoura (Ougarta, Sahara Algérien nord-occidental), la série dévonienne étudiée comporte le sommet de la Formation de Teferguenit, la Formation de Chefar el Ahmar et enfin la Formation des Argiles de Marhouma. L'agencement de différents faciès (des pélagites et hémipélagites, les turbidites) correspond à un environnement allant d'une rampe médiane (passage Emsien-Eifélien) jusqu'au bassin (Famennien). Les assemblages des traces fossiles inventoriés sont rattachés à deux principaux ichnofaciès ; à *Cruziana* et à *Nereites* avec une intensité de bioturbation faible à modérée. La combinaison de ces outils révèle qu'au cours de cette époque, le contrôle tectono-eustatique et les bioévénements majeurs ont un impact direct sur la répartition et l'assemblage des traces fossiles.

Dans les Monts du Nador (Domaine pré-atlasique, Algérie nord-occidental), le passage Dogger-Malm (Callovo-Oxfordien) est représenté par superposition de trois formations : Calcaires du Nador à caractère carbonaté, Grés de Sidi Saâdoun à caractère silico-clastique et Argiles de Faïdja à sédimentation mixte dominée par les silico-clastiques. L'incompétence des faciès sédimentaires et l'association de traces fossiles inventoriés indiquent : (i) un environnement de plateforme externe à haut de talus correspond à l'ichnofaciès à *Zoophycos* pour la Formation des Calcaires du Nador, (ii) une cône détritique dans sa position méso-distale coïncide avec l'ichnofaciès à *Nereites* pour la Formation des Grés de Sidi Saâdoun et la partie basale de la Formation des Argiles de Faïdja, (iii) plateforme mixte ouverte s'étale de l'offshore à shoreface inférieur traduit typiquement un ichnofaciès à *Cruziana* avec une évolution bathydécroissante pour le reste de la série. Cette différenciation faciologique montre une intensité de bioturbation faible à modérée.

Une étude comparative montre une évolution notable qui touche quelques ichnotaxons au cours du temps entre ces deux époques. Il en ressort que la répartition et l'intensité des traces fossiles sont régies par la nature des dépôts sédimentaires et également aux divers facteurs de



contrôle ; biotiques (évolution et radiation biologique, les extinctions...) et abiotiques (*e.g.*, bathymétrie, énergie hydrodynamique, apport nutritif, qualité de substrat, température, oxygénation...) soumis aux fluctuations du niveau marin, l'apport sédimentaire et tectonique lors de l'évolution des bassins. En effet, l'intensité des terriers ainsi que leurs remplissages peuvent influencer directement sur le comportement pétrophysique et/ou biogéochimique des sédiments. Les informations apportées constituent un pas supplémentaire vers le décryptage des interactions pouvant exister entre la bioturbation et les voies de passage des fluides aux cours de la diagenèse précoce liées à la biominéralisation en rapport direct avec la biogéochimie de sédiment par la présence de la matière organique et/ou aux circulations des fluides diagénitiques y compris les eaux interstitielles marines, météoriques ou d'autres fluides hydrothermaux conduisent à la précipitation subséquente de minéraux authigéniques et formation des concrétions de géométrie et taille différentes observées au sein des deux séries étudiées.

### **Mots clés**

Algérie – Saoura – Monts du Nador – Dévonien – Callovo-Oxfordien – Environnement de dépôt – Ichnofaciès – Fluides.

## **Abstract**

This present work concerns the study of the relationships between bioturbation, processes and interactions with bioturbated sediments and the fluids that passing through them. It is based on the analysis of two Algerian geological sections whose stratigraphic and palaeogeographic positions are different; km 30 (Saoura, Ougarta Range) and Sidi Saâdoun (Nador Range).

In the Saoura Valley (Ougarta Range, Northwestern Algerian Sahara), the studied Devonian series includes the upper part of Teferguenit Formation, the Chefar el Ahmar Formation and finally the Argiles de Marhouma Formation. The facies (pelagites and hemipelagites, turbidites) correspond to an environment ranging from a median ramp (Emsian-Eifelian Transition) to the basin (Famennian). The assemblages of inventoried trace fossils are ascribed to *Cruziana* and *Nereites* ichnofacies with low to moderate bioturbation intensity. The combination of these tools indicates that during this epoch, the tectono-eustatic control and the major bioevents have a direct impact on trace fossils repartition and assemblages.

In the Nador Range (Pre-atlasic Trough, North-western Algeria), the Dogger-Malm Transition (Callovo-Oxfordian) is represented by superposition of three formations: carbonate of Calcaires du Nador Formation, silico-clastics of Grés de Sidi Saâdoun Formation and Argiles de Faïdja Formation which consists of mixed marine silicoclastic-carbonate sedimentation dominated by silicoclastics. The sedimentary facies, as well as the associated trace fossils content, point to: (i) distal shelf to high part of slope corresponds to *Zoophycos* ichnofacies for Calcaires du Nador Formation, (ii) mid-distal deep-sea fan coincides with the *Nereites* ichnofacies for the Grés de Sidi Saâdoun Formation and basal part of Argiles de Faïdja Formation, (iii) an open mixed shelf extending from the offshore to lower shoreface, typically reflecting *Cruziana* ichnofacies in bathydecreasing context for the rest of section. This faciological differentiation shows a low to moderate bioturbation intensity.

A comparative study shows a significant evolution affects some ichnotaxa belong the time between these two epochs. It appears that the distribution and intensity of trace fossils are governed by the nature of sedimentary deposits and also by the various control factors; biotic (biologic evolution and radiation, extinctions...) et abiotic (e.g., bathymetry, hydrodynamic energy, nutrient supply, substrate type, temperature, oxygenation...) which were affected by sea level fluctuations, sedimentary input and tectonic during the evolution of basins. Indeed,

the intensity of the burrows as well as their filling can directly influence the petrophysical and/or biogeochemical behavior of the sediments. The provided information constitutes a supplementary step towards deciphering the interactions that may exist between bioturbation and the fluids passageways during early diagenesis linked to biomineralization in direct relation with the biogeochemistry of sediment by the occurrence of organic matter and/or circulations of diagenetic fluids including marine pore-waters, meteoritic or other hydrothermal fluids lead to the subsequent precipitation of authigenic minerals and formation of concretions with different shape and geometry observed into the two studied series.

### **Keywords**

Algeria – Saoura – Nador Range – Devonian – Callovo-Oxfordian – Deposit environment – Ichnofacies – Fluids.

# **- INTRODUCTION GÉNÉRALE -**

L'interface eau-sédiment correspond à la frontière entre les domaines pélagique et benthique. Elle représente une zone de dépôt ultime de tout le matériel organique et inorganique particulaire qui sédimente dans la colonne d'eau (Henrichs, 1992 ; Smith et Hollibaugh, 1993). Cette interface peut être considérée comme hétérogène à l'échelle centimétrique voire millimétrique, dont les propriétés physico-chimiques (*e.g.*, granulométrie, teneurs en matière organique) diffèrent (Gattuso *et al.*, 1998). L'hétérogénéité de l'interface eau-sédiment est également induite par les activités de la macrofaune benthique communément appelées bioturbation (*e.g.*, Richter, 1952 ; Schäfer, 1952 ; Pischedda *et al.*, 2008 ; Kristensen *et al.*, 2012).

Les traces fossiles (ichnofossiles) par leurs différents types (terriers, pistes et empreintes) regroupés sous le terme de "bioturbation", fournissent des enregistrements *in situ* très utiles pour compléter l'information sédimentologique, paléontologique qui mènent à l'interprétation paléoenvironnementale des séries étudiées en fonction des facteurs qui influencent l'individu et la communauté. Les traces fossiles constituent un processus biogéologique à petite échelle mais potentiellement important pour les interprétations paléoécologiques et l'analyse de faciès...etc. Dans une certaine succession stratigraphique, l'information écologique fournie par les traces fossiles peut être reconstituée, où l'on prend en compte des facteurs de contrôle comme la profondeur (Seilacher, 1967 ; Frey *et al.*, 1990), le type de substrat (Pemberton *et al.*, 2004), la disponibilité en nutriment (*e.g.*, Jumars et Wheatcroft, 1989 ; Wetzel, 1991), en oxygène (Bromley et Ekdale, 1986 ; Ekdale et Bromley, 1991 ; Arthur et Sageman, 1994), la salinité (*e.g.*, Howard et Frey ; 1973) et le taux de sédimentation (Ekdale, 1985 ; 1988 ; Oschmann, 1993 ; Taylor *et al.*, 2003). Cette signification éthologique, voire environnementale, apporte des compléments d'information intéressants pour restaurer l'histoire locale du changement environnemental et de l'évolution des bassins.

Dans le passé, la recherche des traces fossiles était presque toujours confinée à la géologie de l'exploration (inventaire des structures biogéniques et leur signification paléoenvironnementale), mais des recherches récentes (Pemberton et Gingras, 2005 ; Tonkin *et al.*, 2010 ; Gordon *et al.*, 2010 ; Gingras *et al.*, 2012 ; 2015 ; Bednarz et McIlroy, 2012 ; 2015 ; Baniak *et al.*, 2015 ; Ben-Awuah et Padmanabhan, 2015 ; Eltom *et al.*, 2020, 2021) ont montré

que l'ichnologie avait d'importantes applications dans la compréhension de la circulation des fluides (gazeux et liquides, d'origines biogénique ou abiogénique, continentale ou marine) dans les sédiments bioturbés, objet des explorations d'hydrocarbures.

D'un autre côté, lors du dépôt, la macrofaune benthique par ses activités de remaniement (=bioturbation) introduit de l'oxygène dans les sédiments superficiels situés dans les premiers décimètres sous l'interface eau/sédiment, où elle parfois fortement colonise et influence sur les cycles biogéochimiques des nutriments, sur la dégradation de la matière organique et sur le métabolisme des microorganismes (Banta et Andersen, 2003). Cette activité de remaniement sédimentaire affecte également le métabolisme microbien, favorise la nitrification (Satoh et al., 2007), influence la sulfato-réduction (Hansen et al., 1996 ; Mermillod-Blondin et al., 2004), augmente les activités microbiennes (Hansen et Kristensen, 1998 ; Lohrer et al., 2004 ; Kogure et Wada, 2005) et modifie la structure des communautés bactériennes (Cuny et al., 2007). Par ailleurs, la bioturbation dans les sédiments marins est généralement associée à une augmentation des zones oxiques grâce aux flux d'eau riche en oxygène entraîné dans le sédiment. Toutefois, l'activité de la macrofaune peut également influencer sur la méthanogenèse, qui résulte quand le seuil de l'anoxie ou dysoxie est atteint, après l'enfouissement au cours de biominéralisations de la matière organique sous le terme de diagenèse précoce ou prédiagenèse.

De ce fait, les conséquences de la bioturbation dans le sédiment superficiel, lors de biominéralisation de la matière organique enfouie sont : la modification des actions cinétiques des réactions biogéochimiques tout en perturbant les conditions physico-chimiques (e.g., pH, conditions rédox...) sous l'interface eau-sédiment, ou le changement des propriétés physiques des roches à travers le temps, après la diagenèse. Ces modifications seront abordées dans le prochain chapitre (Partie 1<sup>ère</sup> - Chapitre I).

D'autre parts, les fluides diagenétiques circulant dans les sédiments (bioturbés et/ou non-bioturbés) peuvent avoir plusieurs origines (biogénique ou abiogénique, météorique, marine, hydrothermale, déshydratation tectonique...). Leurs compositions chimiques peuvent être influencées par la nature des sédiments dans lesquelles ils circulent de même que par les contextes géologiques auxquels ils sont associés (Rachidi, 2012). En outre, chaque type de fluide peut agir de façon différente sur les processus diagenétiques en favorisant la cimentation, la dissolution ou le remplacement de certains minéraux, lors de sa circulation dans les sédiments. Cette circulation des fluides est contrôlée par l'évolution de la porosité pendant la

diagénèse, qui a plusieurs types et origines (Choquette et Pray, 1970) notamment celle-ci générée par la bioturbation. En réponse à la présence de fluides dans des sédiments où la bioturbation est importante, il est nécessaire de comprendre les relations les hétérogénéités associées aux terriers contrôlent l'écoulement des fluides au sein des unités sédimentaires bioturbées. En effet, l'association minérale, la texture ainsi que la signature isotopique des ciments de remplissage de la porosité constituent les éléments de base qui permettent de déterminer et de caractériser les types de fluides ayant circulés dans les bassins sédimentaires.

Dans la plupart des cas, le fluide (gaz de méthane en particulier) susmentionné, tente de migrer vers le haut à travers les irrégularités sédimentologiques et structuraux à cause des paramètres thermodynamiques (température et pression) changés sous-sol. Des émanations ont été observées dans les environnements marins et continentaux induisant de ce fait une interaction biosédimentaire, qui peut traduire par la formation des minéraux authigéniques (oxydes de fer, nodules de pyrite...etc.), engendrer diverses structures à différentes échelles (centimétrique à plurimétrique) d'origine biologique, sédimentologique et/ou structural.

L'objectif de ce travail est d'améliorer, éclaircir et développer la compréhension de la relation entre la bioturbation et ses processus dans les sédiments avec les fluides qui les traversent, tout en déterminant les effets de l'activité biologique sur le comportement sédimentaire voir même leurs effets sur l'évolution diagénétique des roches, ainsi que les raisons pour lesquelles les études de la bioturbation peuvent continuer de se développer et d'être intégrées dans les études de caractérisation des réservoirs bioturbés, à travers des études ichnologiques, sédimentologiques dans deux séries géologiques différentes ; la première appartenant au Dévonien de la vallée de la Saoura (Sahara nord-occidental, Algérie) et la deuxième dans le Callovo-Oxfordien des Monts du Nador (domaine pré-atlasique, Algérie nord-ouest). Il s'agit de réaliser un inventaire des structures biogéniques et leurs relations avec les fluides (gaz biogénique issu de la fermentation bactérienne de la matière organique et/ou d'autre fluides diagénétiques) contenues dans les sédiments, afin de comprendre l'impact de la bioturbation sur l'évolution diagénétique des dépôts sédimentaires, en relation avec la circulation des fluides ainsi que les interactions biogéochimiques avec les sédiments.

## **METHODOLOGIE DU TRAVAIL**

Parmi les itinéraires de cette thèse, j'ai prévu de présenter d'abord l'état des connaissances générales sur l'origine et les marqueurs de la migration et de l'expulsion des fluides (gaz de méthane en particulier) et souligner la relation et la compréhension de la

bioturbation et les structures liées au dégagement gazeux (méthane). Il convenait dans un premier temps de collecter des données préalables (Publications, Thèses et Mémoires) sur notre thématique de recherche. L'ensemble des données acquises, nous amène à réaliser une synthèse bibliographique afin de fournir des nouvelles informations et d'introduire un certain nombre de notions qui seront utilisées et discutées au cours de ce travail, permettant de faciliter la compréhension.

Dans un second temps, la méthodologie retenue pour notre recherche est conforme aux méthodes d'études de terrain et de laboratoire, en stratigraphie, en ichnologie et en sédimentologie...etc. des dépôts silico-clastiques et carbonatés. Elle emploie les différentes approches suivantes :

- reconnaître la succession lithostratigraphique dans les deux secteurs d'étude, à partir de coupes détaillées (banc par banc), et de suivre les variations verticales et latérales des épaisseurs et des faciès. En addition de la description lithologique, les données récoltées sur terrains seront résumées sous forme de coupes verticales. La légende des coupes est représentée à la figure I-27 ;

- identifier les différents faciès : L'analyse des faciès, sur le terrain en macroscopie et microscopie (loupe de terrain), est basée sur l'ensemble des caractères rencontrés et reconnus sur le terrain, incluant ; la nature lithologique (lithofaciès), les divers fossiles (biofaciès), la couleur (chromofaciès), les traces fossiles (ichnofaciès), qui résultent d'une combinaison de trois facteurs : le régime et mécanisme de dépôt, l'activité biologique et la diagenèse ;

- interpréter les différents faciès en termes de processus de dépôt et les regrouper en associations de faciès et en systèmes sédimentaires afin de reconstituer les milieux de dépôt ;

- établir un inventaire des traces fossiles suivi par une analyse ichnologique ; la description de chaque structure biogénique inventoriée ainsi que sa position ichnofaciologique. La description est effectuée à la fois sur le terrain (macroscopiquement), basée sur des normes internationales, tout en suivant les pratiques ichnologiques largement acceptées. L'intensité de la bioturbation est évaluée en trois classes (forte, moyenne et faible) en fonction de la fréquence elle-même qualifiée de rare, moins fréquente et/ou fréquente ([Bromley et Ekdale, 1986](#) ; [Droser et Bottjer, 1986, 1989](#) ; [Taylor et Goldring, 1993](#) ; [Miller et Smail, 1997](#)). Les résultats sont intégrés à l'analyse des faciès afin d'évaluer le milieu de dépôt, voire même la relation entre



ces traces fossiles et les structures liées au dégagement gazeux (méthane). Les illustrations photographiques des ichnotaxons récoltés seront figurées en planches ;

- élaborer des modèles en intégrant toutes les données et résultats des étapes précédentes et placer les secteurs d'étude dans un cadre paléogéographique ;

Enfin, la conclusion consiste à une synthèse englobant les résultats obtenus et en corollaire les confronter à la problématique posée. Le document est clôturé par une liste bibliographique.

## **STRUCTURE DE LA THÈSE**

Ce manuscrit est organisé en trois parties subdivisées à leurs tours en chapitres, la première partie est une synthèse bibliographique présentant la terminologie et les outils nécessaire pour suivre le cheminement de cette étude. Elle est consacrée à la bioturbation en donnant un état des connaissances sur la biogéochimie des sédiments et les évidences de migration des fluides. La deuxième et troisième partie traitent la problématique de recherche dans deux secteurs d'étude appartenant à deux système stratigraphiques différentes (Dévonien et Jurassique) avec un exposé des généralités sur les deux secteurs et une présentation des caractères lithologiques, sédimentologiques, ichnologiques, suivi par une comparaison sur l'évolution des traces fossiles étudiées, tout en discutant nos hypothèses sur l'interaction entre la bioturbation et les fluides qui superposent aux phénomènes diagenétiques, pour compléter vers la fin par une conclusion générale qui dresse une synthèse des résultats obtenus ainsi que les références bibliographies utilisées pour l'aboutissement de ce travail.

**– PREMIERE PARTIE –**  
**SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE**

# CHAPITRE I

## BIOTURBATION

### I.1. LA BIOTURBATION : DEFINITION ET CONCEPT

La bioturbation induit un ensemble de perturbations physico-chimiques des sédiments effectués par l'activité des organismes (Kristensen *et al.*, 2012). Ces perturbations peuvent modifier directement et/ou indirectement la distribution des métaux au sein de la colonne sédimentaire et leur répartition entre les phases solide et dissoute et la spéciation chimique de ces métaux au sein des eaux interstitielles (Peterson *et al.*, 1996 ; Ciarelli *et al.*, 1999 ; Vale *et Sundby*, 1998). C'est en 1952 que le terme de bioturbation apparaît. D'une part avec Richter qui l'utilise pour décrire des structures fossiles dans la roche, et d'autre part Schäfer qui l'utilise pour décrire les traces de la faune dans les sédiments intertidaux. L'historique de la bioturbation a été décrit de manière détaillée par Feller *et al.*, (2003) et par Meysman *et al.*, (2006).

La bioturbation peut être définie comme le résultat de l'ensemble des activités de la macro- et micro-faune vivant à l'interface eau-sédiment ou dans les couches supérieures du sédiment (Rhoads, 1974 ; Matisoff *et al.*, 1985 ; Matisoff, 1995). Elle est donc le produit des interactions entre les organismes et le substrat, inclut le remaniement sédimentaire ainsi que la ventilation qui induisent respectivement le déplacement des particules et des solutés (Matisoff *et Wang*, 2000 ; Kristensen *et al.*, 2012). Selon Gilbert, 2003, la bioturbation est un phénomène ubiquiste présent dans tous les écosystèmes terrestres et aquatiques. Dans les fonds marins, l'activité de la faune benthique va intervenir sur les caractéristiques physiques, chimiques et biologiques des sédiments et jouer de ce fait un rôle majeur dans le fonctionnement de la couche limite benthique. En particulier, les mouvements des particules et des solutés au sein de la colonne sédimentaire provoqués par les organismes.

Actuellement, il est impossible de comprendre et prévoir l'évolution de la matière organique récente dans la colonne sédimentaire en faisant abstraction des processus de bioturbation (Gilbert, 2003). Cette réalité est confirmée par l'intégration de l'étude de ces processus dans de nombreux programmes nationaux et internationaux qui abordent le devenir de la matière organique. Dans ce cadre global, les interactions macrofaune-bactéries-matière organique sous le terme de « bioturbation » à connotation mécanique, ont été englobés divers mécanismes de transformations dont l'ingestion plusieurs fois de matière organique par les organismes

fouisseurs (Myers, 1977 ; Gilbert, 2003), et les bactéries aidant, dégradant l'organique en minéral.

## **I.2. LES DIFFERENTS TYPES DE BIOTURBATION**

Sous le terme de bioturbation, il faut distinguer les mécanismes biologiques actifs et les conséquences de l'activité benthique sur les propriétés de l'interface "eau/sédiment". L'ensemble des mécanismes biologiques actifs résulte de la présence et de l'activité des organismes dans/ou sur le sédiment et se manifeste de différentes façons :

- creusement de galeries et de terriers, provisoires ou durables, à une ou plusieurs entrées et dont les parois sont de natures diverses : ils constituent les structures biogènes de la bioturbation;

- formation des sillons ou de pistes créés par le déplacement des organismes à la surface ou à l'intérieur du sédiment ;

- ingestion de sédiment, la composante organique détritique constituant la base alimentaire pour de nombreuses espèces détritivores ;

- rejet de produits fécaux à la surface ou à différents niveaux dans le sédiment ;

- circulation d'eau dans les galeries, afin d'assurer un apport d'oxygène aux organismes.

Toutes ces modifications sont corrélées à plusieurs paramètres auto-(paléo)écologiques, comme le mode de nutrition des organismes, la profondeur de la zone d'ingestion, le degré de mobilité, la taille des individus, la densité des populations, la profondeur des terriers, ... (Rhoads et Boyer, 1982). Les effets de la bioturbation sont classiquement décrits sous trois formes principales ; la biodiffusion, la bioadvection et la bioirrigation, suivie de la régénération :

- **La biodiffusion** est le résultat de l'activité d'organismes qui vivent dans les premiers centimètres du sédiment et s'y déplacent, en homogénéisant le substrat de façon mécanique et aléatoire. C'est le cas de plusieurs bivalves benthiques, comme la palourde, ou des amphipodes. Ces bivalves sont appelés des "*bulldozers*" en raison de leur effet sur le sédiment. La conséquence de ce type de bioturbation est le déplacement des particules de sédiment en surface, de façon aléatoire, sur une courte distance, de l'interface vers la profondeur maximale de mélange (Fig. I-1). Ceci génère un transport diffusif par homogénéisation des premiers centimètres de sédiments.

- La **bioadvection (ou bioconvoyage)** est provoquée par des organismes qui ingèrent des particules sédimentaires en profondeur, dans la zone anoxique, et rejettent leurs pelotes fécales à la surface du sédiment. Le sédiment réduit se retrouve ainsi à l'interface "eau-sédiment", le plus souvent en milieu oxygène, après avoir été transféré le long du tractus digestif des organismes pour ingérer une partie de la matière organique assimilable.

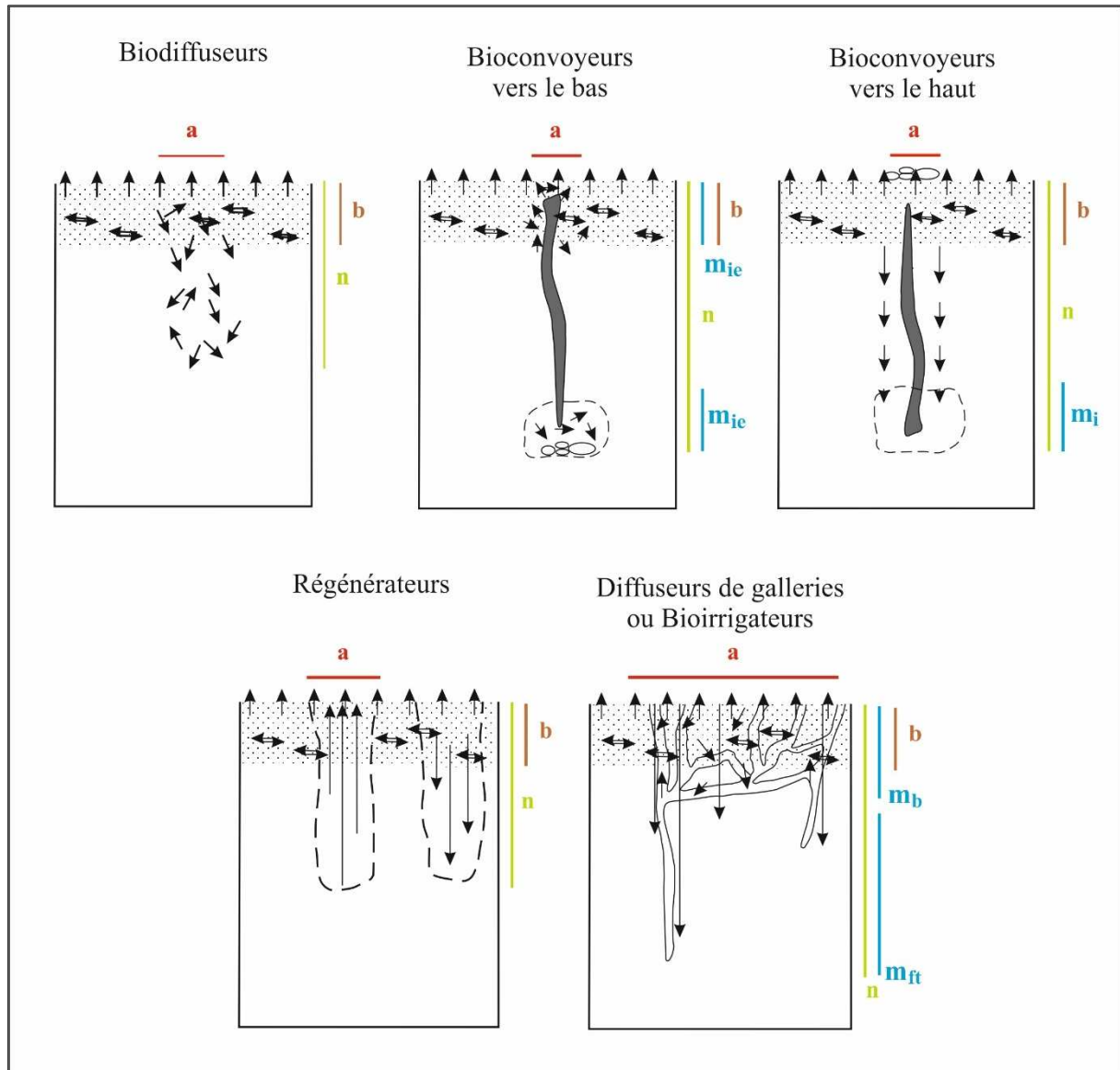


Fig. I-1 : Représentation schématique des mécanismes de remaniement physique et biologique induits par les différents groupes fonctionnels de macro-invertébrés bioturbateurs, avec  $a$ = largeur de la zone de mélange,  $n$ =profondeur de la zone de mélange,  $m_{ie}$ =hauteur de la zone d'ingestion/excrétion,  $m_i$ =hauteur de la zone d'ingestion,  $m_{ft}$ =profondeur du fond des galeries,  $m_b$ =profondeur de diffusion,  $b$ =profondeur initiale de la matrice utilisée pour la modélisation du transport. Les flèches représentent le mouvement des particules de sédiment (d'après François et al., 2001).

Ce transport est donc orienté et induit un lien direct entre deux strates géochimiquement différentes (Fisher et al., 1980). Les organismes sont qualifiés de convoyeurs, comme les capitellidés et les maldanidés en milieu marin, ou les tubificidés en eau douce. Outre ces convoyeurs vers le haut, il existe aussi des convoyeurs vers le bas qui ingèrent du sédiment de surface et déposent leurs pelotes fécales en profondeur, entraînant un transport de matériel sédimentaire vers le bas (Fig. I-1).

- **La bioirrigation** est générée par certains organismes qui construisent des galeries ou des terriers dans le sédiment, qu'ils irriguent en générant un courant d'eau, à des fins respiratoire et nutritionnelle. Ce type de bioturbation peut se superposer à la biodiffusion ou à la bioadvection (Fig. I-1).

Lorsque les terriers sont abandonnés, ils vont progressivement se remplir de particules sédimentaires : ce phénomène porte le nom de régénération. Les conséquences directes de la bioturbation sont le mélange/brassage des particules sédimentaires et le transport de l'eau interstitielle et des solutés associés. Ces modifications engendrent de nombreuses conséquences indirectes sur les propriétés physico-chimiques et biologiques des sédiments et sur les flux de métaux.

### **I.3. FACTEURS QUI INFLUENCENT SUR LA BIOTURBATION**

#### **I.3.1. Facteurs biotiques**

Etant donné les différents comportements et les différents types de bioturbation décrits ci-dessus, la composition et la diversité en organismes bioturbateurs a un impact sur le type et l'intensité du remaniement sédimentaire et de la bioirrigation. Les effets de la richesse spécifique et des traits fonctionnels sur la bioturbation et ses conséquences ont été mis en évidence dans différents types d'écosystèmes marins (Massé, 2014). Il y a donc un effet reconnu de la structure de la communauté sur la bioturbation, et donc sur ce que cette bioturbation influe, notamment les flux de nutriments issus de la minéralisation de la matière organique (Massé, 2014).

Des travaux ont montré la diminution de l'intensité de bioturbation induite par la perte de biodiversité, à partir de la modélisation des mesures *in situ* de la zone de mélange biologique et des informations de composition, abondance, biomasse et groupe fonctionnel de la macrofaune prélevée (Solan et al., 2004). Dans certaines études, c'est l'influence de la taille, de la biomasse ou de la densité d'individus sur la bioturbation qui a été mise en avant. Notamment, Sandnes et

*al.* (2000) ont pu conclure que c'est surtout la taille des organismes bioturbateurs qui influence le taux de remaniement sédimentaire, par rapport à la densité. En revanche, le taux de bioirrigation était quant à lui plus positivement corrélé à la densité d'individus qu'à leur taille. La densité de population a tout de même un effet sur le remaniement des particules.

En revanche, le remaniement sédimentaire par individu a diminué avec l'augmentation de la densité (Duport *et al.*, 2006). De Backer *et al.* (2011) suggèrent que la densité de population est donc un paramètre clé qui détermine l'impact de sa bioturbation sur le fonctionnement de l'écosystème.

### **I.3.2. Facteurs environnementaux**

Comme le comportement de l'organisme est très sensible à certaines fluctuations de paramètres environnementaux, tels que : la disponibilité en oxygène, la salinité, la consistance du substrat, la turbulence et l'énergie des eaux de fond, le taux de dépôt et parfois par des événements de perturbation (tempêtes, courants de turbidité, chutes de cendres), les structures biogéniques (bioturbation) peuvent fournir des informations qui ne peuvent pas être détectées d'une analyse de faciès conventionnelle strictement basée sur des preuves physiques (*e.g.*, Gerard *et Bromley*, 2008). L'association de traces fossiles et leurs intensités peuvent exprimer les conditions paléoenvironnementales et les principaux facteurs de contrôle (facteurs limitants) (Brenchley *et Harper*, 1998) enregistrés dans les traces fossiles et les ichnofabriques en raison de la réduction de la diversité des espèces, de la taille des individus et de la quantité d'activité endobenthique qui influent sur la bioturbation (Buatois *et Mángano*, 2011).

#### **a. Energie hydrodynamique**

L'énergie hydrodynamique est l'un des facteurs limitants les plus courants dans la distribution des traces fossiles, influençant à la fois les comportements des organismes bioturbateurs, ainsi que le potentiel de préservation de leurs structures biogéniques respectives. Les associations de traces fossiles dans les milieux à basse et haute énergie sont remarquablement différentes (Buatois *et Mángano*, 2011).

Les ichnofaunes développées dans des conditions de basse énergie sont dominées par des traces horizontales limnivores et détritivores, ainsi que par des prédateurs actifs (Pemberton *et al.*, 2001 ; Seike, 2008, 2009 ; Quiroz *et al.*, 2010). Les ichnofaunes à haute énergie sont généralement caractérisées par la dominance des structures d'habitat verticales des endobenthiques suspensivore et/ou des prédateurs passifs (*e.g.*, Cornish, 1986 ; Simpson, 1991).

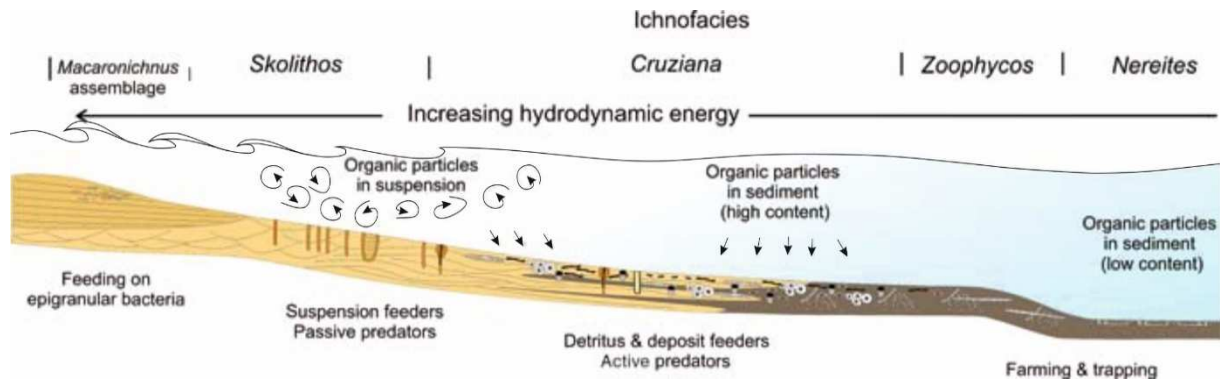


Fig. I-2 : Relation entre associations des traces fossiles, la bathymétrie, l'énergie hydrodynamique et l'apport nutritif. La sédimentation épisodique (ex : courants de tempêtes et turbidites) génère des perturbations environnementales et peut introduire des particules organiques en suspension favoriser le déplacement de la faune suspensivore vers le large (Buatois et Mángano, 2011).

## b. Bathymétrie

À l'origine, la bathymétrie a été soulignée dans des études ichnologiques antérieures qui tentaient d'établir des liens entre les associations traces fossiles et les environnements de dépôt (e.g., Seilacher, 1967). Ce dernier (Seilacher) appliqua dans les analyses paléoenvironnementales des séquences sédimentaires, grâce à ce concept qui correspond à un assemblage d'un ou plusieurs ichnofossiles qui sont caractéristiques d'une bathymétrie bien définie. Cependant, il est vite devenu clair que la distribution de traces fossiles et les ichnofaciès reflètent des ensembles de facteurs environnementaux plutôt que des environnements sédimentaires et des zones bathymétriques spécifiques.

En tous cas, le succès relatif du modèle des ichnofaciès dans les évaluations bathymétriques est basé sur le fait que dans certains cas, la plupart des contrôles directs (par exemple le type de substrat, l'apport alimentaire, l'énergie) varient parallèlement à la profondeur de l'eau (Fig. I-2). L'ichnodiversité est plus élevée dans les eaux peu profondes que celles profondes (Bromley et D'Alessandro, 1990). Une tendance bathymétrique très générale est la dominance des structures d'habitation verticales dans les eaux peu profondes, l'abondance des traces d'alimentation, de locomotion et de repos à des profondeurs intermédiaires et la prédominance des traces horizontales agricoles et de pâturage (brouillage) dans les sédiments d'eau profonde affamés à rare nourriture (Ekdale, 1985a).

## c. Apport nutritif

Le type et la quantité d'apport alimentaire comptent parmi les facteurs de contrôle les plus importants qui influencent sur le comportement et la bioturbation de la macrofaune benthique



(Buatois et Mángano, 2011 ; Massé, 2014). La distribution verticale du matériel nutritif est aussi influence aussi sur la bioturbation de la macrofaune benthique (Fig. I-2). La matière organique est plus abondante près de l'interface sédiments-eau, ce qui se traduit par un pic de nourriture disponible pour les détritivores et les limnivores occupant des niveaux superficiels à peu profonds (Buatois et Mángano, 2011). Les suspensivores ont une tendance à être dominants dans les environnements à haute énergie où les particules organiques sont maintenues en suspension par les vagues ou les courants (Buatois et Mángano, 2011). En revanche, les particules organiques s'accumulent dans les sédiments dans les eaux tranquilles et les animaux ont une tendance à développer des stratégies de limnivores et détritivores (Buatois et Mángano, 2011).

L'importance de l'apport nutritif dans les ichnofaunes des fonds marins profonds a été soulignée par Wetzel et Uchman (1998a). Ces auteurs ont suggéré que de grandes quantités de nourriture sont indiquées par : (1) des sédiments de couleur foncée, (2) une bioturbation complète, (3) une forte densité de traces fossiles peu profonds, (4) la rareté ou l'absence de *Graphoglyptidaes*, et (5) des étages profonds totalement bioturbés en alimentant des traces qui ont un lien avec la surface. Dans les conditions à l'apport nutritif rare, les animaux ont développé des stratégies d'alimentation sophistiquées, y compris la chimio-symbiose. C'est le cas des milieux marins profonds, dominés par les *Graphoglyptidaes* et les traces fossiles de pâturage complexes (Seilacher, 1977 ; Miller, 1991). Enfin, la présence de contaminants dans l'eau et/ou dans les sédiments peut impacter également la bioturbation de la macrofaune (Massé, 2014).

#### **d. Substrat**

Il existe un rapport étroit entre la nature du substrat, le benthos et la production des traces fossiles (Rhoads, 1970 ; Pickerill et al., 1984 ; Ekdale, 1985a). Ce rapport dépend largement de leur composition et la consistance des sédiments qui peut changer latéralement, verticalement ou temporellement (Buatois et Mángano, 2011), qui résultent d'une augmentation progressive de la consolidation du substrat, soit à la suite de la dessiccation (par exemple, sédiments superficielles) ou d'une diagenèse précoce (par exemple, substrats carbonatés). Plusieurs paramètres du substrat influencent la répartition et l'intensité de bioturbation. La composition physique (granulométrie, le tri, ...) et chimique (teneur en eau, teneur en matière organique...), la texture, la stabilité, la dureté et le type (*soupground*, *softground*, *firmground*, *hardground*, *Stiffgrounds*, *Looseground*, *Matgrounds* et *woodground* ; e.g., Bromley et al., 1984 ; Ekdale 1985a , 1988 ; Wetzel et Uchman, 1998b ; Bromley 1990 ; Goldring, 1995 ; Seilacher, 1999 ; Pemberton et al., 2004 ; Lettley et al., 2007 ; Baucon, 2008 ; Buatois et Mángano, 2003, 2010)

du substrat sont des facteurs déterminants qui influencent la répartition des structures biogéniques (bioturbation et bioérosion) et l'intensité de bioturbation. Le type et la cohérence du substrat sont des facteurs externes importants pour déterminer à la fois la technique de fouille et la composition de la communauté endofaunale (Bromley, 1990, 1996).

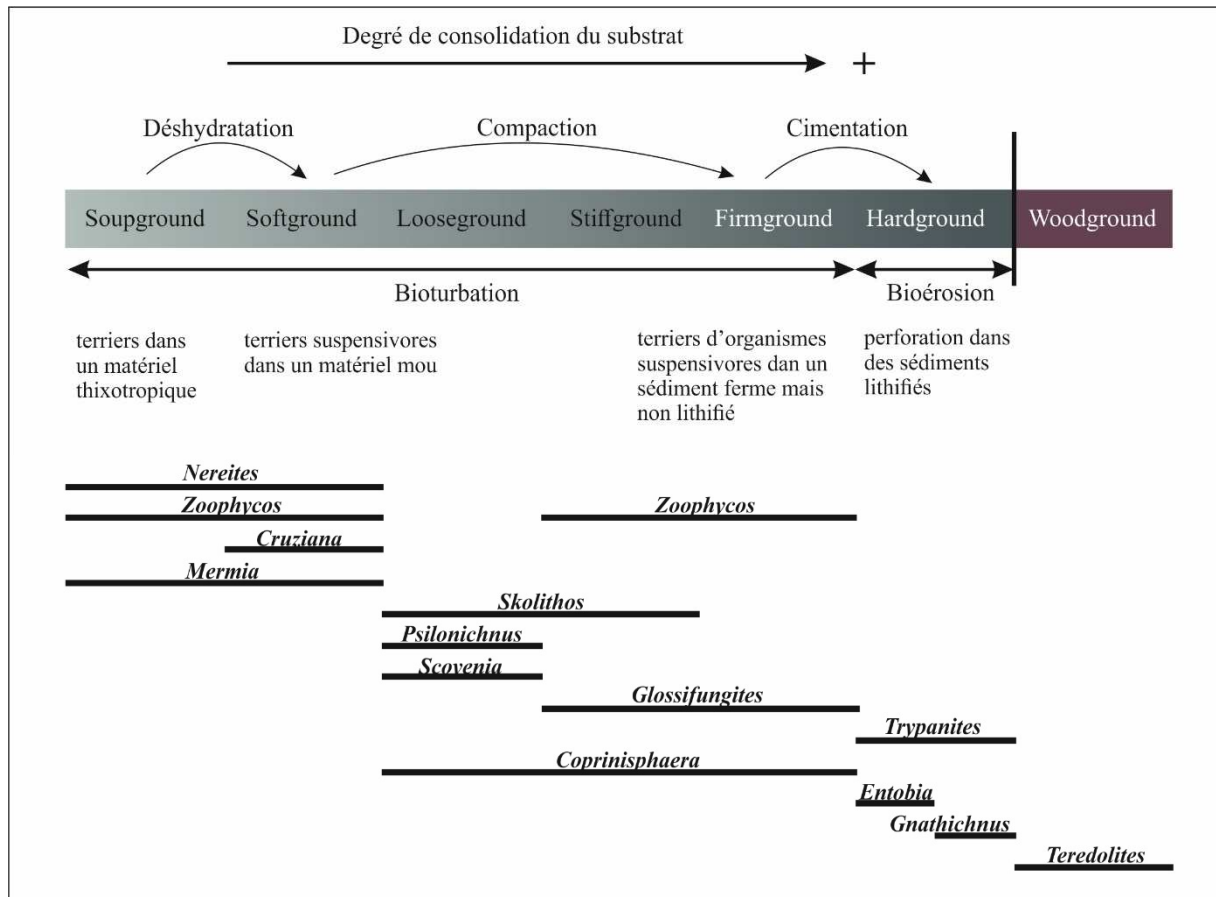


Fig. I-3 : Relation entre les types de substrat, la répartition des structures biogéniques et la distribution des ichnofaciès (Pemberton et al., 2004, modifiée).

### e. Oxygénation

Les organismes fouisseurs sur le fond marin constituent de précieux indices de la paléo-oxygénation du milieu argileux riche en la matière organique. La bioturbation (ou terriers) atteint de 25 à 30 cm de profondeur et permet une oxygénation des sédiments à faible profondeur. Lorsque l'oxygénation du milieu diminue, la diversité des traces fossiles diminue également. Parallèlement, le diamètre des terriers tend à diminuer également.

Selon l'oxygénation La distribution des traces fossiles est catégorisée en six niveaux (Bromley et Ekdale, 1986 ; Savrda et Bottjer, 1986 ; Savrda et Bottjer, 1989a ; Savrda et

(Bottjer, 1989b ; Savrda et Ozalas, 1993 ; Savrda et Bottjer, 1994 ; Arthur et Sageman, 1994)

(Fig. I-4) :

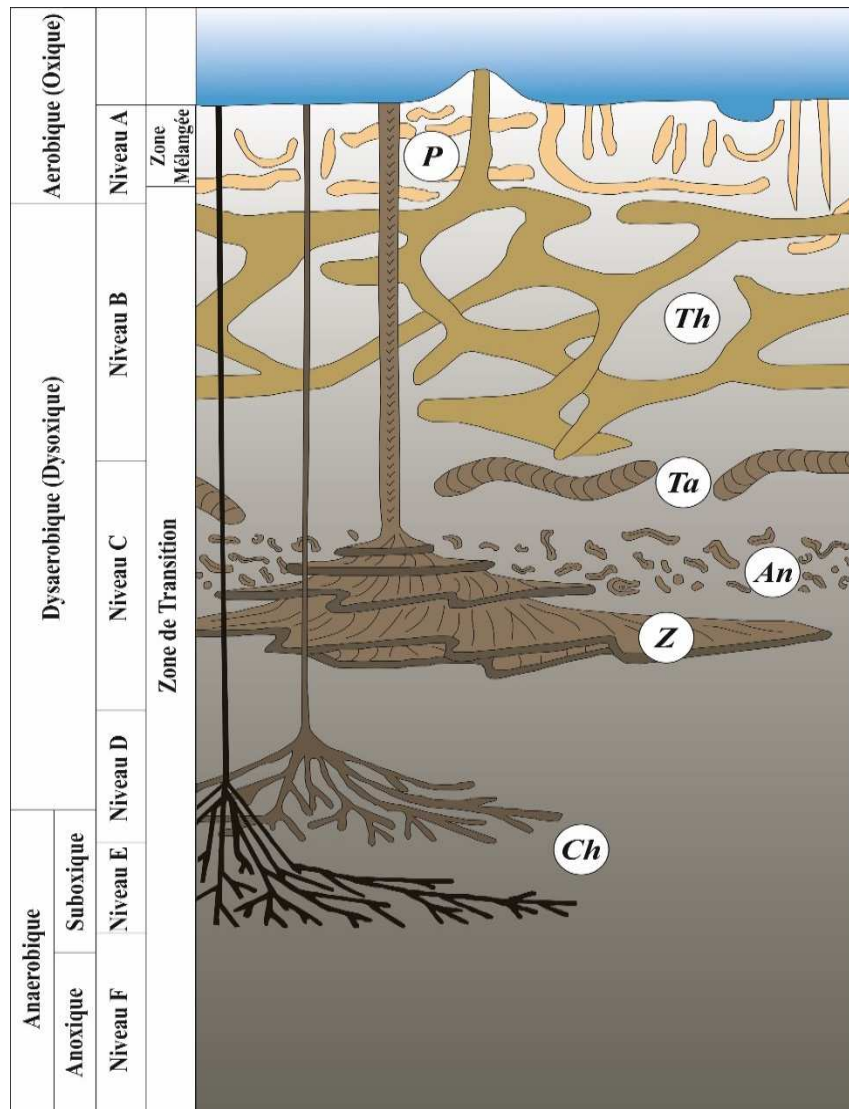


Fig. I-4 : Représentation schématique de relation oxygénation-traces fossiles (d'après Bromley et Ekdale, 1986 ; Ekdale et Bromley, 1991 ; Arthur et Sageman, 1994 modifier) (*Ch* : Chondrites, *Z* : Zoophycos, *An* : Anconichnus, *Ta* : Taenidium, *Th* : Thalassinoides, *P* : Planolites).

- Niveau A : aérobie (oxique), caractérisé par une forte diversité de tous les ichnofossiles ;
- Niveau B : subaérobie (subdysoxique), caractérisé par une faible diversité, taille et profondeur de la bioturbation se poursuivant par les gisements), contient des *Thalassinoides* (terriers d'habitat) ;
- Niveau C : dysaérobie supérieur (dysoxique), caractérisé par des traces de fuisseurs plus complexe tels que *Zoophycos* et *Teichichnus* qui apparaissent en plus ;

- Niveau D : dysaérobique inférieur (dysoxique), se caractérisé par une augmentation de la taille et de la densité des terriers de *Chondrites* ;
- Niveau E : anaérobique (subanaoxique) Contient les premiers organismes fousseurs (à la recherche de nourriture), *Chondrites* et des micro-terriers qui perturbent les lamines sédimentaires et une chimiosymbiose est présente ;
- Niveau F : anaérobique (anoxique) se caractérisé par des sédiments laminaires, pas de traces fossiles, le H<sub>2</sub>S et le carbone organique totale (COT) mieux préservés.

## **f. Salinité**

L'importance de la salinité comme facteur limitant dans les zones côtières a été soulignée dans différentes études (*e.g.*, Howard et Frey, 1975 ; Howard et al., 1975 ; Wightman et al., 1987 ; Pemberton et Wightman, 1992 ; Rindsberg, 1992 ; MacEachern et Pemberton, 1994 ; Buatois et al., 1997, 2010 ; Mángano et Buatois, 2004 ; MacEachern et Gingras, 2007). En particulier, il a été noté que si la distribution des structures sédimentaires physiques est principalement indépendante de la salinité, la distribution du benthos ne l'est pas ; et par conséquence l'ichnologie représente un outil puissant pour reconstruire la paléosalinité (Buatois et al., 1997). Seulement les organismes euryhalins des milieux saumâtres et hypersalins sont capables de s'adapter aux différentes pressions osmotiques des organismes. La plupart des organismes marins et d'eau douce sont la sténohalins, ce qui signifie qu'ils ne peuvent tolérer que des écarts mineurs ou aucun écart de salinité (Mángano et Buatois, 2004). L'assemblage général des traces de fossiles reflète les paramètres environnementaux fluctuants, se caractérisant par :

- Une faible diversité et présence de formes marines typiques (*Skolithos*, *Arenicolites*, *Planolites*, *Teichichnus*, *Chondrites*, *Thalassinoides*, *Gyrolithes*).
- Des structures simples et des suites généralement dominées par un seul ichnotaxon ;
- Mélanges de traces caractéristiques à la fois des ichnofacies à *Skolithos* et à *Cruziana*.
- Certaines formes en nombre prolifique.

Les assemblages de traces de fossiles d'eau douce sont encore plus diversifiés, souvent similaires aux assemblages marins au niveau de l'ichnogenre (Howard et al., 1975 ; Buatois et al., 1997, 2010 ; Mángano et Buatois, 2004 ; Buatois et Mángano, 2011).

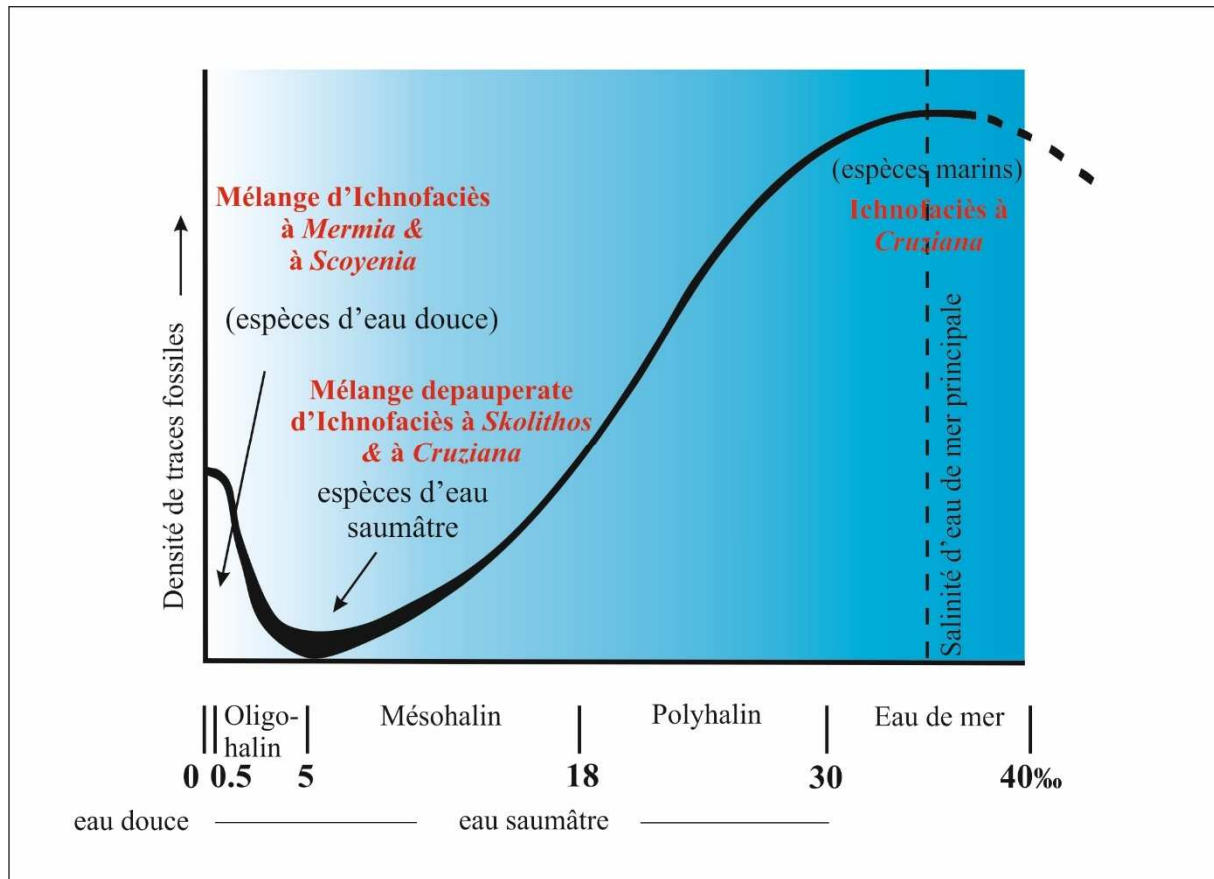


Fig. I-5 : Relation entre les associations des traces fossiles, l'ichnodiversité, et la salinité (Modifiée d'après Buatois et al., 1997, Mángano et Buatois, 2004).

### g. Taux de sédimentation

La bioturbation est l'un des processus fondamentaux qui interagissent pour produire des dépôts sédimentaires avec l'accumulation et l'érosion des sédiments. Les preuves ichnologiques reflètent généralement l'interaction complexe entre l'érosion de la vitesse de sédimentation et l'activité biogénique (bioturbation), révélant ainsi des informations sur les rythmes de dépôt. Certains ichnotaxa, en particulier ceux considérés comme des structures d'équilibre, sont utiles pour détecter les changements dans l'équilibre entre dépôt et érosion. Goldring (1964) a illustré respectivement les mouvements ascendants et descendants de *Diplo craterion yoyo* en réponse à l'aggradation et à la dégradation du substrat.

- La sédimentation lente et prévisible : caractérisée par une bioturbation intense. Le taux de bioturbation dépasse le taux de sédimentation et la bioturbation totale est atteinte. Les communautés endobenthiques sont matures, les traces fossiles et les ichnofabriques sont bien

développées en l'absence de tout autre facteur de stress (Howard, 1978 ; Howard et Reineck, 1981 ; Monaco, 1995).

- Les dépôts d'événements (épisodiques) : contiennent généralement des terriers uniquement au sommet des couches, révélant une colonisation post-événement (Howard, 1978 ; Frey et Goldring, 1992). Avec un enfouissement plus profond, la communauté benthique sera étouffée et le nouveau fond marin sera de nouveau colonisé. L'endobenthos est actif dans le substrat pendant des périodes de tranquillité relativement brèves. Leurs traces sont généralement tronquées vers le haut par l'érosion, mais là où les ouvertures sont conservées, elles coïncident souvent avec une couche argileuse indiquant la surface de colonisation (Howard et al., 1975 ; MacEachern et al., 2007a). Le remplissage des terriers par les grains grossiers des conglomérats de base du niveau coquillier est produit par les tempêtes. La première phase de la tempête supprime les ouvertures restreintes et ouvre les terriers, permettant le remplissage de sédiments pendant la phase de décroissance de la tempête (Buatois et Mángano, 2011).

#### **h. Température**

Des études ont également montré que les saisons, en lien avec la température, impactaient sur le comportement et la bioturbation de la macrofaune benthique (Massé, 2014). Ce facteur en concert avec la tendance générale de déplétion dans foreurs phototrophique avec latitude très élevé comme le résultat d'une fluctuation saisonnière de la disponibilité de lumière (Schmidt et Freiwald, 1993) ou avec l'activité hydrothermale. Cette hypothèse est basée sur les évidences paléoclimatiques ou l'hydrothermalisme à partir des données géochimiques des dépôts sédimentaires dans lesquelles les traces fossiles y'ont trouvé (e.g., Hasiotis et Mitchell, 1993 ; Radies et al., 2005 ; Scott et al., 2007 ; 2009).

Dans les mers modernes, plusieurs organismes bioturbateurs endolithes sont eurytherme et ont une distribution biogéographique cosmopolite, mais certains organismes sont sténothermes et sont rencontrés dans une température spécifique limitée à une distribution biogéographique restreint. Tandis que l'endolithe indique les conditions d'eau froide et calme par leurs absences, seulement quelques ichnotaxons ont été identifiés qui indiquent une paléo-température faible par leur présence (Gong et al., 2008 ; Dorador et al., 2016). Cependant, il y'a un nombre de taxons qui peut nous livrer une information valable sur la paléo-température d'un système dépositionnel fourni que l'ichnocenose est considérée et d'autres indicateurs biogéographiques sont pris en compte.

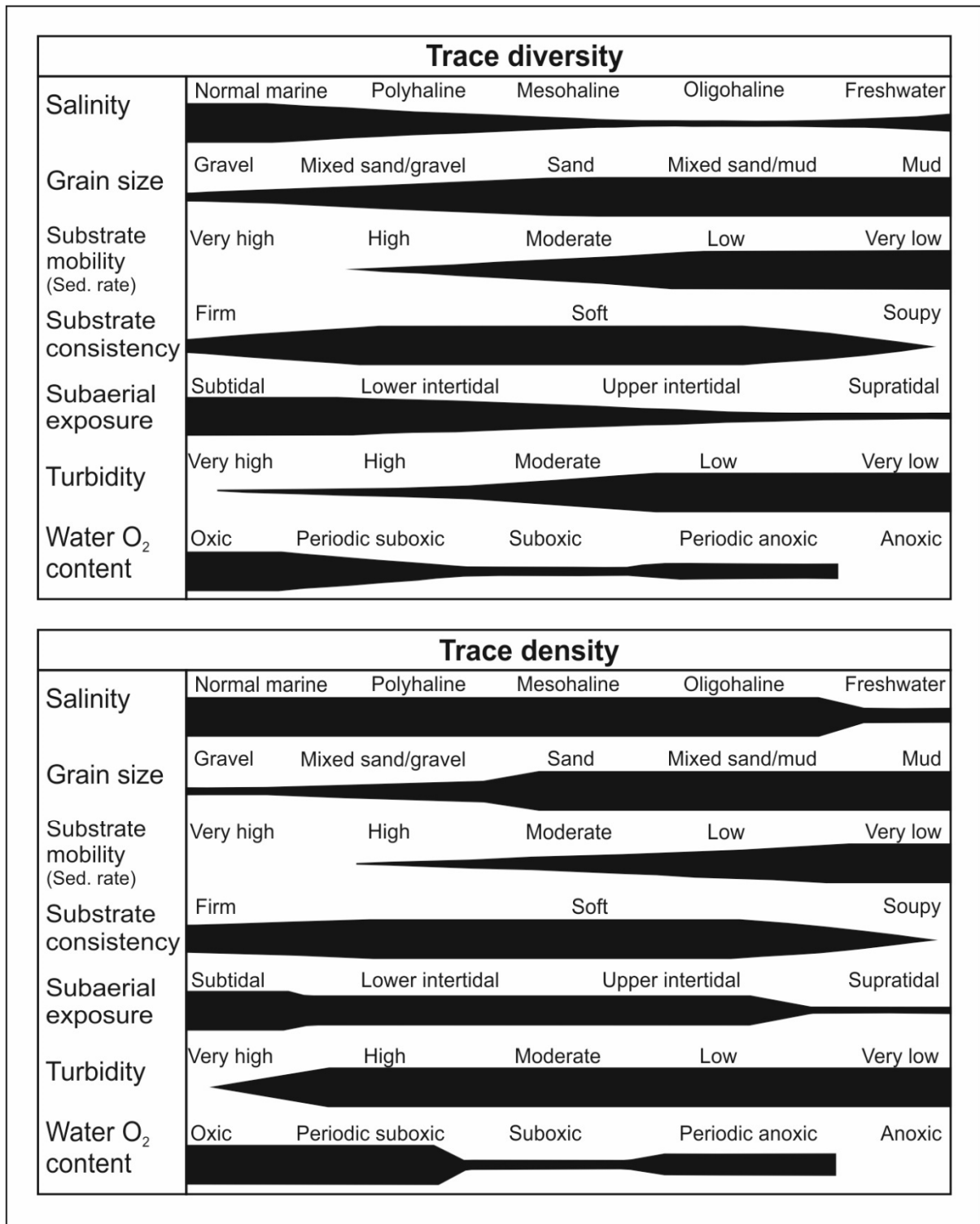


Fig. I-6 : Charte récapitulative des effets de diverses contraintes physico-chimiques sur la diversité des traces et la densité des traces. L'épaisseur de la barre reflète la densité relative ou la diversité des terriers où plus épais de plus. Notez que les transitions dans l'épaisseur des barres sont plus brusques dans le diagramme de densité des terriers ; cela reflète la capacité des animaux spécifiques à s'épanouir dans des milieux considérés comme stressants par la plupart des endofaunes (e.g., *Corophium volutator* dans l'estuaire supérieur ; Howard et al., 1975).

## **I.4. EFFETS DE LA BIOTURBATION**

En mélangeant les particules ainsi que de l'eau interstitielle et des solutés du sédiment et plus particulièrement au niveau de l'interface "eau-sédiment" (Gérino, 1992 ; Matisoff et Wang, 1998), la bioturbation modifie la physique, la chimie et la biologie des sédiments et va donc entraîner à la fois un transport des particules et des molécules qui leur sont associées et un transport de l'eau interstitielle et des solutés. Ces modifications entraînent notamment la création d'une mosaïque d'habitats différents à l'échelle centimétrique. Les organismes bioturbateurs peuvent être qualifiés d'ingénieurs de l'écosystème dans le sens où ils modifient les propriétés physiques de leur environnement et la disponibilité des ressources pour les autres espèces (Jones et al., 1994 ; Gutiérrez et al., 2003, Mermillod-Blondin et Rosenberg, 2006).

### **I.4.1. Influence de la bioturbation sur les propriétés chimiques (biogéochimie / processus de minéralisation) des sédiments**

La modification chimique majeure que la bioturbation induite dans les sédiments est la transformation de la stratification verticale en deux dimensions des accepteurs terminaux d'électron et des processus diagénétiques associés en une mosaïque de microenvironnements tridimensionnels qui évoluent avec le temps (Aller, 1988). Ceci va profondément modifier la chimie des couches des sédiments bioturbées, particulièrement lorsque le mélange se fait entre des zones à potentiels rédox différents, ainsi que la chimie de l'interface, qui est la zone clé pour le contrôle des flux entre la colonne d'eau et les sédiments. La bioturbation modifie les possibilités d'échanges entre le sédiment et la colonne d'eau, par simple diffusion moléculaire (Aller et Yingst, 1985 ; Matisoff, 1995 ; Matisoff et Wang, 1998, 2000).

Selon Rhoads (1974), les principaux processus et facteurs chimiques pouvant être significativement influencés par l'activité de la macrofaune à l'interface "eau-sédiment" sont :

- le taux d'échange des ions dissous ou adsorbés, des composés et des gaz à travers l'interface "eau-sédiment" ;
- la forme et l'amplitude des gradients de de potentiel redox (Eh), pH et O<sub>2</sub> ;
- le transfert de composés réduits des couches profondes vers la surface oxygénée, ou, inversement, l'enfouissement rapide des composés oxydés de surface en profondeur ;
- les cycles du carbone, de l'azote, du soufre et du phosphore ;
- la distribution verticale des éléments (espèces biogéochimiques majeures) dans les sédiments.



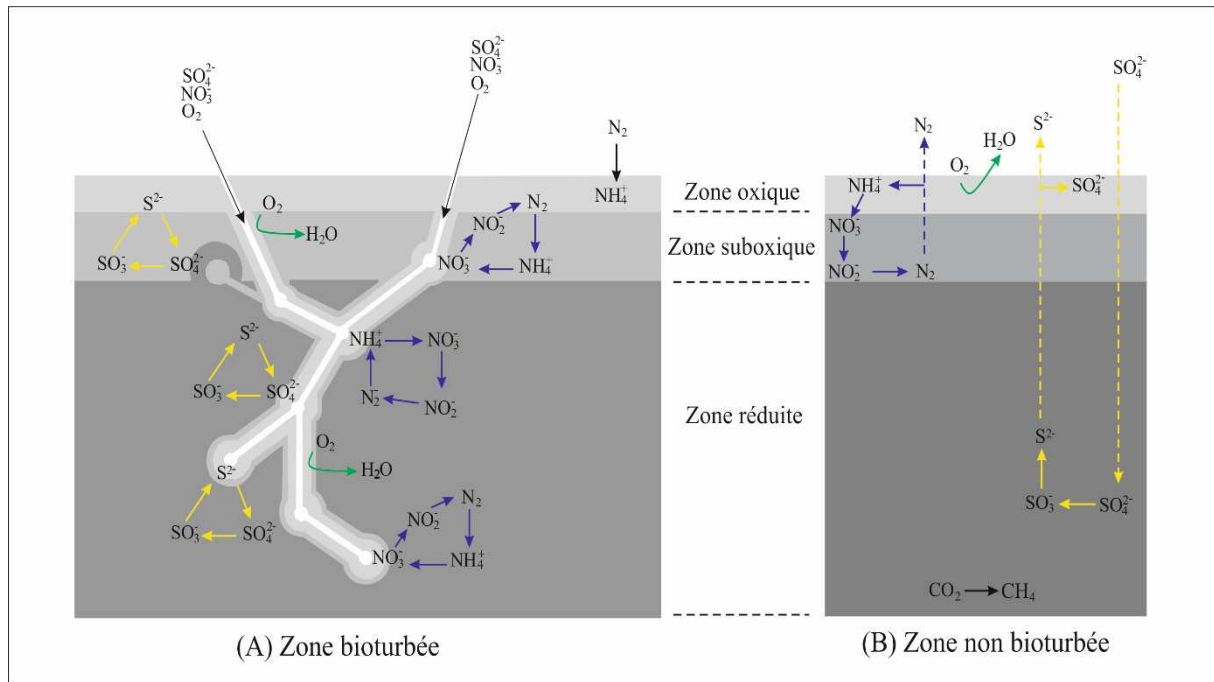


Fig. I-7 : Illustration simplifiée des connaissances acquises sur les cycles biogéochimiques dans un sédiment bioturbé (A) en comparaison à un sédiment non bioturbé (B) (d'après [Stauffert, 2011](#)).

D'après [Aller \(1982\)](#), la macrofaune benthique influence cette distribution verticale de quatre manières :

(1) Le sédiment est continuellement déplacé entre les différentes strates via les activités de nutrition, de fouissage et de construction des structures, mettant en contact des composés réduits et des composés oxydants et donc stimulant les processus d'oxydation.

(2) Les terriers et les fèces créent une mosaïque de micro-environnements biogéochimiques plutôt qu'une stratification verticale. Comme visible sur la Fig. I-8, il peut y avoir des zones oxiques entourées de sédiment anoxique, et à l'inverse des microniches réduites, par exemple des fèces, entourées de sédiment oxique.

(3) En plus de la matière organique qui se dépose sur l'interface, de nouveaux substrats organiques sous forme de sécrétions de mucus sont apportés, pouvant également stimuler l'activité de minéralisation et les flux de nutriments.

(4) La nutrition et le remaniement influencent les populations microbiennes qui interviennent dans les réactions, soit en les déplaçant directement, soit en leur créant une mosaïque de microenvironnements, stimulant la diversité et les processus de minéralisation de la matière organique.

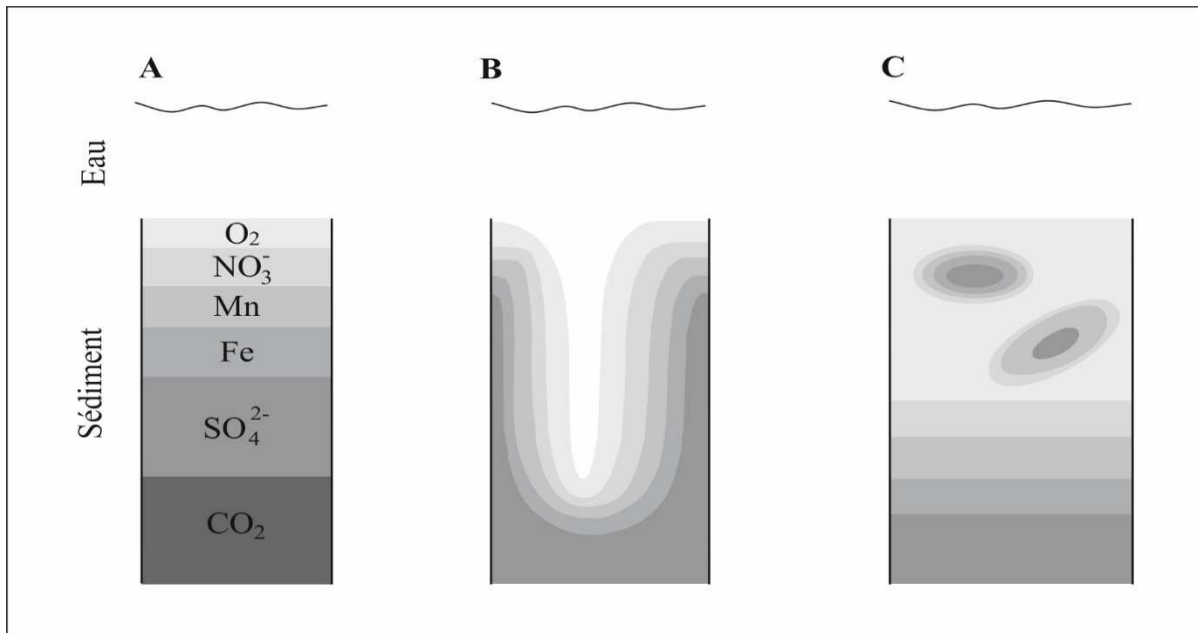


Fig. I-8 : Distribution théorique des accepteurs d'électrons dans les sédiments à l'état d'équilibre (A), et dans les sédiments bioturbés (B et C) (d'après Aller, 1982).

Ces déplacements de matière organique particulaire et dissoute peuvent être rapprochés du comportement et des différentes activités de la macrofaune benthique dans les sédiments. Par exemple, la nutrition est à l'origine de la consommation des microorganismes du sédiment et impacte directement la minéralisation de la matière et les flux de nutriments. Au contraire, l'excrétion et la sécrétion de mucus peuvent être à l'origine d'une stimulation de la croissance microbienne, et donc de la minéralisation et des flux (Aller, 1994). L'ensemble des activités de la macrofaune et de leurs effets sur le carbone organique sont décrits dans le Tableau I-1.

**Tableau I-1** : Synthèse de l'effet des différentes activités de la macrofaune sur le carbone organique (Aller, 1994)

<i>Activité de la macrofaune</i>	<i>Effet</i>
Manipulation des particules	Exposition du substrat, zone d'interface agrandie, augmentation de la décomposition
Broutage	Consommation des microorganismes, stimulation de la croissance bactérienne, augmentation de la minéralisation
Excrétion/sécrétion	Présence de mucus, libération de nutriments, stimulation de la croissance bactérienne, augmentation de la minéralisation
Construction/sécrétion	Synthèse de matière structurante réfractaire (par exemple pour les tubes), diminution de la minéralisation
Irrigation	Approvisionnement en oxydants solubles, accumulation réduite des métabolites, augmentation de l'oxydation, augmentation de la minéralisation
Transport des particules	Transferts entre les zones redox, augmentation de l'oxydation, oscillations redox, augmentation minéralisation

La bioturbation n'a pas la même intensité dans le temps, et notamment les flux d'eaux entrant et sortant par ventilation (Massé, 2014). Les phases d'activités induisent un flux d'eau surnageante riche en oxygène dans les galeries où l'oxygène a été consommé biologiquement et chimiquement. Les parois passent donc d'anoxiques à oxiques. Cette dynamique de l'oxygène se répète à chaque cycle d'activité de la faune, et elle est couplée à l'entrée d'autres solutés comme les nitrates, et à l'expulsion des métabolites réduits accumulés lors des phases d'inactivité (Aller, 2001 ; Meile et Van Capellen, 2003 ; Massé, 2014). On parle d'oscillations redox pour décrire ces dynamiques (Aller, 1994). Ces oscillations sont limitées dans le cas des espèces tubicoles car la présence de mucus utilisé pour la fabrication du tube réduit de trois à huit fois la diffusion des solutés organiques et inorganiques au travers de ces structures (Hannides et al., 2005).

La présence des terriers et des galeries a aussi pour conséquence d'augmenter la surface d'échange entre l'eau surnageant et le sédiment, impliquant des modifications des flux, celles-ci étant dépendantes des organismes bioturbateurs considérés (Massé, 2014).

À l'échelle des communautés en milieu naturel, Braeckman et al. (2014) ont montré que suivant le type de sédiment : vaseux cohésif à sédiments perméables, les caractéristiques structurales et fonctionnelles de la macrofaune variaient, et donc le potentiel de bioturbation (*BPC*) varie également. Ceci s'est traduit par des flux de nutriments différents entre les types de sédiment.

Krantzberg (1985) ; Kristensen (2000) ; Mermillod-Blondin et Rosenberg (2006) ont montré que la bioturbation est l'un des cinq plus importants facteurs de contrôle des processus diagenétiques à l'interface entre la zone oxique et la zone anoxique, avec la température, l'apport de matière organique, la lumière et la vitesse du courant. A titre d'exemple, en milieu marin, Hylleberg et Henriksen (1980) ont observé une augmentation des flux d'azote et de phosphore inorganique en présence de bioturbation.

L'augmentation de la surface d'échange entre la colonne d'eau et le sédiment au niveau des structures biogènes, permet une pénétration plus importante de l'oxygène et des nutriments dans le sédiment (Svensson et al., 2001 ; Stief et De Beer, 2002 ; Glud et al., 2003 ; Pischedda et al., 2008).

#### **I.4.2. Influence de la bioturbation sur les propriétés physiques (pétrophysiques) des sédiments**

Les structures biogéniques modifient les propriétés physiques du sédiment et plus particulièrement au niveau de l'interface "eau-sédiment" (Gérino, 1992 ; Matisoff et Wang, 1998). L'activité biologique va donc entraîner à la fois un transport des particules et des molécules qui leur sont associées et un transport de l'eau interstitielle et des solutés.

Le déplacement des particules par la macrofaune benthique induit des modifications des propriétés physiques du sédiment, qui diffèrent selon le mode de bioturbation (Rhoads et Boyer, 1982), comme par exemple la topographie de l'interface eau-sédiment, mais surtout le mélange des particules impacte sur le potentiel du sédiment, notamment en favorisant la remise en suspension des particules (Rhoads et Young, 1970). Par exemple, un remaniement intensif des premiers centimètres d'un sédiment vaseux par les limnivores de surface favorise la remise en suspension des particules à l'interface eau-sédiment. A l'inverse, la macrofaune peut aussi avoir un effet stabilisateur du sédiment, et non seulement induire une augmentation du potentiel d'érosion.

Dans le passé, la recherche des traces de fossiles dans les roches réservoirs d'hydrocarbures était presque toujours confinée à la géologie de l'exploration, mais des recherches récentes ont montré que l'ichnologie avait d'importantes applications dans la géologie pétrolière (Pemberton et Gingras, 2005). De plus, dans des études récentes, plusieurs auteurs (*e.g.*, Tonkin *et al.*, 2010 ; Gordon *et al.*, 2010 ; Gingras *et al.*, 2012 ; 2015 ; Bednarz et McIlroy, 2012 ; 2015 ; Baniak *et al.*, 2015 ; Ben-Awuah et Padmanabhan, 2015 ; Quaye *et al.*, 2018 ; Liu *et al.*, 2019) ont élargi l'application de l'ichnologie pour évaluer ses implications dans les propriétés pétrophysiques des réservoirs, car les effets significatifs de la bioturbation sur la porosité et la perméabilité (amélioration ou destruction) dans les faciès biologiquement modifiés. Même si le rôle de la bioturbation en tant qu'agent modificateur de la porosité et de la perméabilité a été reconnu, il est encore largement ignoré, en particulier dans les études de caractérisation des réservoirs dans l'industrie pétrolière et gazière. En plus de la sous-estimation de la bioturbation en tant que processus qui affecte les propriétés pétrophysiques du réservoir, l'hétérogénéité typique de l'architecture des pores (en raison de l'interaction du tissu de dépôt primaire et des processus diagénétiques) ajoute plus de défis pour la contribution à la caractérisation des formations réservoirs.

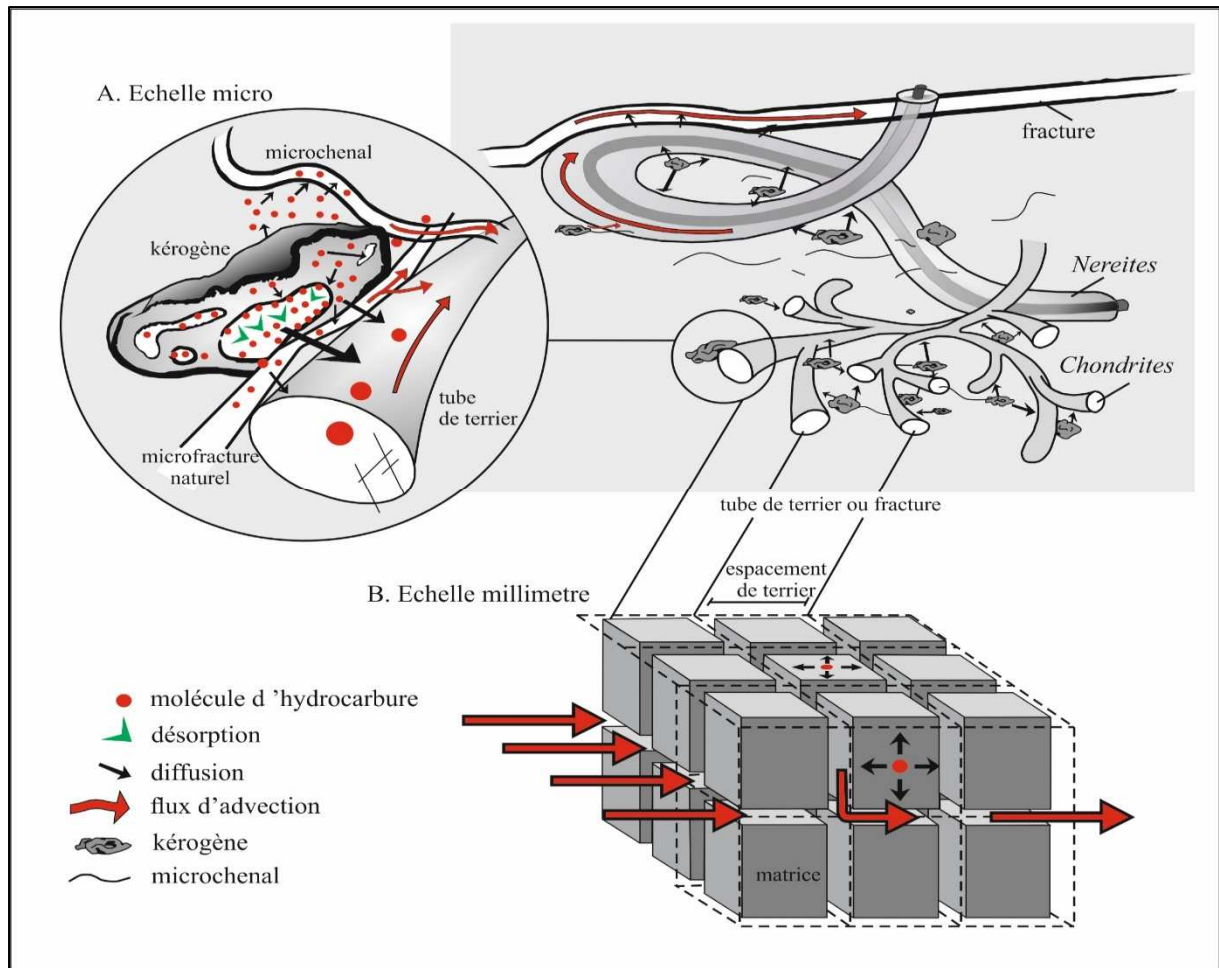


Fig. I-9 : Illustration schématique présentant les étapes de l'écoulement de fluide dans les argiles compactes bioturbées et chargées de gaz : **A-** Micro-échelle. Avec la chute de pression, les molécules d'hydrocarbures entrent dans l'organo-porosité par désorption à partir des parois des pores et des matériaux kérogènes. Si les pores sont reliés à la (micro) fracture ou au micro-chenal, les molécules traversent les chemins d'écoulement conducteurs vers le puits de forage. S'il n'y a pas de fracture ou de microchenal relié à l'organo-porosité, les molécules se déplacent vers le réseau de fracture ou un chemin d'écoulement perméable par diffusion. **B-**  chelle millimétrique (modifiée par [Bustin et al., 2008](#)). L'efficacité du flux des molécules de migration diffuse dans le réseau de fracture dépend de la distance entre les pores chargés d'huile ou de gaz et la fracture la plus proche ou le chemin d'écoulement perméable. Le réseau dense ichnofabrique réduit la distance du flux diffusif en divisant la roche d'accueil avec des tubes limoneux perméables et fragiles et peut également améliorer l'espacement et / ou la complexité des fractures.

L'influence de la bioturbation sur les propriétés physiques des roches et sur l'écoulement des fluides constitue l'un des aspects les plus complexes et les moins connus dans les gisements. Elles jouent un rôle sur le potentiel de production des formations.

**a. Influence positive :** La bioturbation présente en général les apports positifs suivants :

- Augmentation de la porosité effective grâce aux terriers connectés ;
- Amélioration de la perméabilité et de la circulation des fluides ;

- Création d'une connectivité entre les pores inter-granulaires ;
- Augmentation de la capacité de stockage.

**b. Influence négative :**

- L'étanchéité des terriers engendre une compartimentation de porosité et une diminution de la perméabilité ;
- La bioturbation peut jouer un rôle négatif en permettant la circulation des eaux interstitielles riches en éléments minéraux qui colmatent les pores et les fissures ;
- Une dismigration des hydrocarbures vers d'autres formations ;

L'amélioration de la perméabilité dans les milieux bioturbés a été reconnue dans cinq scénarios interdépendants : 1) les hétérogénéités texturales limitées en surface ; 2) les hétérogénéités texturales non contraintes ; 3) des hétérogénéités texturales faiblement définies ; 4) les hétérogénéités texturales diagenétiques ; et 5) bioturbation cryptique (Pemberton et Gingras, 2005).

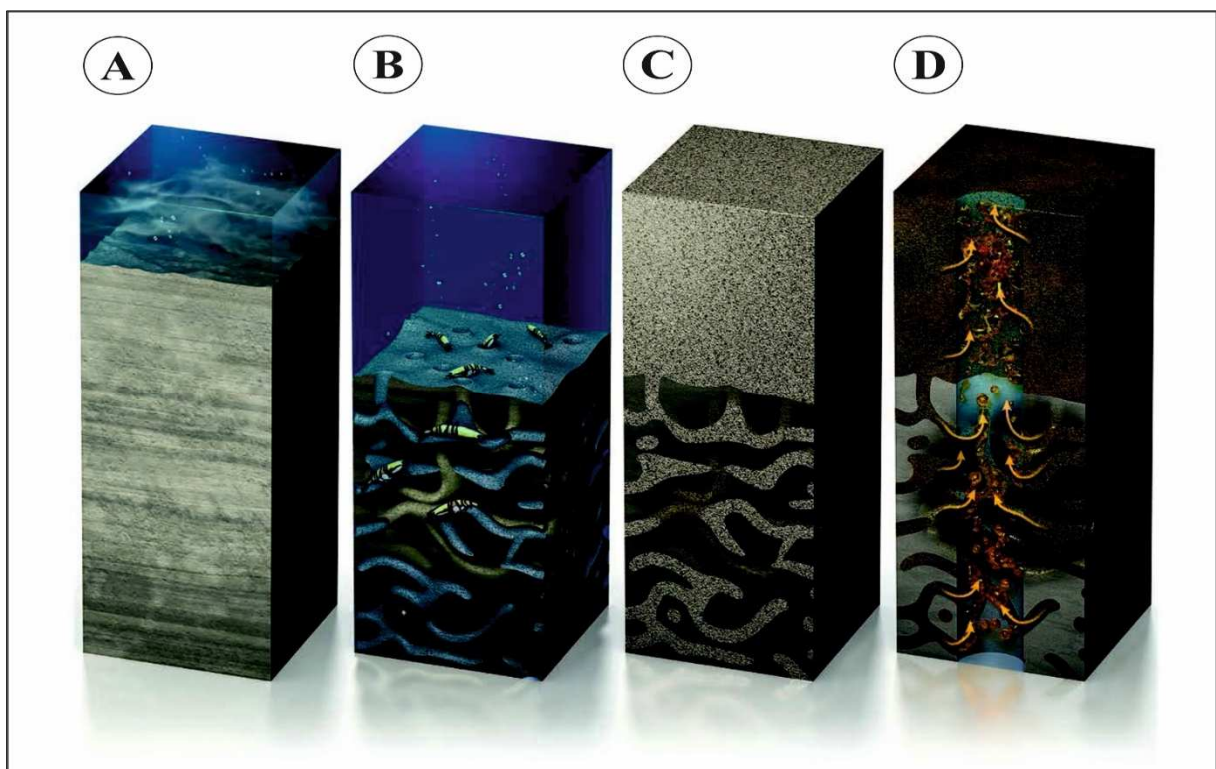


Fig. I-10 : Développement de la couche super-perméabilité dans le Champ Ghawar, Arabie Saoudite. Les géologues proposent que la super-perméabilité dans l'intervalle Jurassique Arab-D s'est développée quand l'érosion régionale étendue a exposé un *firmground* de calcite micritique à faible-porosité (A). Crustacés ont colonisé ce sédiment firm, créant un réseau des terriers dense (B). Les terriers colmatent (remplis) avec dolomite saccharoïde détritique (C), lequel est plus poreux et perméable que la calcite micritique qui contient les terriers. L'huile s'écoule librement (flèche jaune) à travers la couche super-*k* qui en résulte (D). (Adapté par Pemberton et Gingras, 2005 In Gingras et al., 2015).

## CHAPITRE II

### ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA BIOGEOCHIMIE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS, SUR L'ORIGINE ET DEVENIR DU METHANE

#### II.1. NOTION SUR LE COMPARTIMENT SEDIMENTAIRE SUPERFICIEL

Le compartiment sédimentaire constitue un siège de stockage le plus important pour les métaux d'origine naturelle et/ou anthropique (Ciutat, 2003), dont leur entrée se fait par diffusion directe depuis la colonne d'eau et/ou par précipitation, et surtout par la sédimentation des matières en suspension. Il joue un rôle important dans la minéralisation (décomposition) de la matière organique (Middelburg et al., 1993) et donc les cycles biogéochimiques des éléments particuliers venant de la colonne d'eau, qu'ils soient plus ou moins agrégés entre eux, biogènes ou autochtones, autochtones ou allochtones, avant leur incorporation définitive dans le sédiment (Lagauzère, 2003 ; Bertrand et al., 2015).

La distribution des métaux (éléments particuliers) dans les compartiments sédimentaires, les réactions de spéciation chimique et les capacités d'échanges sont le résultat d'un ensemble complexe de processus physiques, chimiques et biologiques à travers l'interface eau-sédiment (Berner, 1980 ; Henrichs, 1992 ; Bertrand et al., 2015), et plus particulièrement de la bioturbation résultante de la présence et de l'activité des organismes benthiques vivants qui colonisent à la surface et qui creusent des galeries dans les strates superficielles des sédiments, assurant un courant d'eau à des fins respiratoires et se nourrissant par ingestion de la matière organique détritique (fonctions respiratoire et nutritionnelle).

D'après Kristensen (2000), le compartiment sédimentaire peut ainsi être découpé verticalement en trois zones :

- une zone oxygène, où l'oxygène peut être consommé par la respiration des organismes benthiques, pour l'oxydation de la matière organique et la nitrification de l'ammonium et même le recyclage des sels nutritifs par les micro-organismes (Costanza et al., 1997). L'épaisseur de cette zone étant limitée par la pénétration de l'oxygène. On estime sa profondeur entre quelques millimètres (sédiment vaseux) à quelques centimètres (sédiment sableux) dans les sédiments (Revsbech et al., 1980 ; Jørgensen, 1983). Cette zone est un lieu privilégié pour la dégradation de la matière organique et le recyclage des sels nutritifs par les micro-organismes (Costanza et al., 1997).

- une zone sub-oxique, juste sous la zone oxique et dans laquelle il n'y a plus d'oxygène. Ce sont les nitrates, les oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse qui sont utilisés comme oxydants. Les nitrates sont consommés rapidement par les activités microbiennes dans cette zone, leur concentration sédimentaire y est par conséquent généralement faible (Coates *et al.*, 1996 ; Rothermich *et al.*, 2002). Quant au fer (III), et au manganèse (IV), bien qu'ils puissent être abondants dans certains sédiments littoraux (*e.g.*, marécages), ils ne sont disponibles que ponctuellement dans les sédiments marins, et en particulier dans les sédiments hautement contaminés.

- une zone anoxique plus profonde, dans laquelle il n'y a plus ni oxygène, ni nitrates, ni oxydes métalliques réactifs. Ce sont les sulfates qui sont utilisés pour oxyder la matière organique. Leur réduction conduit à la formation de sulfures (Kleikemper *et al.*, 2002). En dessous de la zone de réduction des sulfates et lorsque le sulfate est épuisé, les composés comme le méthane, le dioxyde de carbone ou la matière organique elle-même sont les composés qui dominent les processus diagénétiques (fermentation et méthanogénèse) (Sørensen *et al.*, 1979).

Les composés qui intègrent le sédiment vont passer progressivement d'une zone à une autre, au cours de leur enfouissement. Cependant, dans certains sédiments, cette zonation verticale ne s'applique pas nécessairement et la position des composés oxydés et réduits peut être très perturbée, par exemple en raison de la bioturbation par la faune benthique, qui assure un mélange des couches sédimentaires (Jørgensen et Revsbech, 1985 ; Huettel et Gust, 1992).

## **II.2. DEVENIR DE LA MATIERE ORGANIQUE**

Dans les milieux aquatiques, toute la matière organique et inorganique, dissoute ou particulaire, vivante (producteurs, consommateurs) ou détritique (pelotes fécales, carcasses...) (Fowler et Knauer, 1986), quel que soit son origine et/ou type, et qui atteint la surface des sédiments (l'interface eau-sédiment) est considérée comme une source majeure de nourriture pour les organismes benthiques du compartiment microbien aux macro-invertébrés, qui en retour permettent un recyclage de la matière organique pour les producteurs primaires (Snelgrove *et al.*, 2000).

D'après la figure I-13, dans les milieux aquatiques, la matière juste arrivée à l'interface eau-sédiment, trois devenirs sont possibles une fois la matière organique particulaire déposée sur l'interface eau-sédiment : une partie de la matière décomposée est consommée ou déplacée par la faune et ses activités, une autre partie est enfouie dans les couches profondes jusqu'à



formation de composés kérogènes, et une partie est minéralisée puis repart dans le pool nutritif. Le terme de diagenèse précoce regroupe les processus de minéralisation et d'enfouissement de la matière organique dans les sédiments (e.g., Froelich et al., 1979 ; Berner, 1980 ; Jørgensen, 1983 ; Henrichs, 1992 ; Middelburg et al., 1993 ; Arndt et al., 2013). Il est noté que jusqu'à 99% de la matière organique déposée sur l'interface eau-sédiment est minéralisée par les procaryotes (Henrichs, 1992).

### **II.3. BIOGEOCHIMIE DES SEDIMENTS ET LA MINERALISATION DE LA MATIERE ORGANIQUE :**

Les principales réactions qui gouvernent la dégradation de la matière organique et donc les cycles biogéochimiques des éléments sont des réactions d'oxydo-réduction. Ces réactions de transfert d'électrons sont principalement dues aux métabolismes microbiens (Berner, 1980 ; Henrichs, 1992). Au sein du sédiment, les accepteurs d'électrons sont principalement l'oxygène, le nitrate, le sulfate et le carbonate (Nedwell, 1984).

#### **II.3.1. Réactions diagénétiques essentielles**

Selon le "modèle de Froelich" (Fig. I-11), l'oxydation de la matière organique consomme de façon séquentielle les différents accepteurs d'électrons inorganiques présents dans le système dans un ordre reflétant le gain énergétique potentiel pour les micro-organismes, respectivement:  $O_2 \rightarrow NO_3^- \rightarrow Mn(IV), Fe(III), P_2O_5 \rightarrow SO_4^{2-} \rightarrow HCO_3^-$  (Froelich et al., 1979 ; Canfield et al., 2005).

Sous l'interface eau-sédiment, les concentrations en oxygène diminuent brusquement car il est utilisé par les organismes aérobies (micro- et macrofaune) pour respirer et pour dégrader la matière organique venant de la colonne d'eau ou déjà présente dans le sédiment. Il est aussi un oxydant privilégié pour les éléments réduits plus en profondeur lors de la respiration anaérobie ( $NH_4^+, Fe^{2+}, Mn^{2+}, \Sigma H_2S, CH_4$ ) et qui diffusent depuis la zone anoxique.

L'épaisseur de la couche oxique est négativement corrélée aux teneurs et aux flux de matière organique venant de la colonne d'eau : plus le flux est important, plus la consommation d'oxygène est rapide et plus la zone oxique est étroite et condensée dans les tous premiers millimètres de sédiment (Froelich et al., 1979 ; Reeburgh, 1983). Dans les sédiments marins profonds, moins de 1% de la MO produite dans la colonne d'eau arrive au niveau du sédiment (Tissot et Welte, 1984), et la zone oxique peut alors atteindre plusieurs dizaines de mètres de profondeur (Nealson, 1997).

### **a. Réduction du nitrate (dénitrification et nitrification)**

Les nitrates produits par la dégradation aérobie sont réutilisés comme accepteurs d'électrons lors de la dénitrification (Middelburg *et al.*, 1996 ; Gilbert, 1994, 2003). Quand la concentration en O<sub>2</sub> devient faible, il est commun d'observer une zone riche en nitrates. L'ammonium NH<sub>4</sub><sup>+</sup> produit en profondeur diffuse vers le haut puis est converti en NO<sub>x</sub> (soient NO<sub>2</sub><sup>-</sup> = nitrites et NO<sub>3</sub><sup>-</sup> = nitrates) (nitrification). Les nitrates (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>) produits sont à leur tour utilisés pour oxyder la Matière Organique (dénitrification). L'importance relative de ces deux processus est difficile à mesurer car ils se produisent dans des zones adjacentes et que le réactant pour l'un est le produit pour l'autre (couplage) (Nealson, 1997). En outre, certaines formes de l'azote sont directement impliquées dans le métabolisme énergétique de certaines bactéries hétérotrophes et autotrophes (Jørgensen et Gallardo, 1999 ; Seitzinger, 1988 ; Zehr et Ward, 2002). D'où l'importance de l'étude du cycle de l'azote, et plus particulièrement en ce qui concerne la thématique "interactions organismes-sédiments" du rôle de la bioturbation sur les communautés et mécanismes impliqués dans ce cycle.

### **b. Réduction du phosphore**

La biomasse phytoplanctonique et bactérienne libère du phosphore (présent dans les constituants cellulaires, dans les matériels osseux comme les débris de poissons et les carcasses de baleines) pendant leurs décompositions dans les mers et océans (Einsele, 1936 ; Slomp *et al.*, 1998 ; Schenau *et al.*, 2000 ; März *et al.*, 2018). La majeure partie du phosphore est recyclée biologiquement dans la zone photique, une seule petite fraction est enfouie dans les sédiments (Suess, 1980). Le phosphore reste dissout en condition réductrices et peut migrer par les eaux interstitielles au cours de la diagénèse précoce sous la forme PO<sub>4</sub><sup>3-</sup> par la dégradation de la nécromasse planctonique (Sheldon, 1981 ; Froelich *et al.*, 1988 ; Ingall et Jahnke, 1994 ; Benitez-Nelson, 2000 ; Schenau *et al.*, 2000 ; Tribovillard *et al.*, 2006 ; Filippelli, 2011).

Dans les milieux euxiniques et réducteurs, le phosphore peut regagner la colonne d'eau et remonter vers les eaux surface où il participera à la productivité (productivité soutenue par le recyclage du phosphore avec des eaux de fond anoxiques (Burnett, 1977 ; Föllmi, 1996 ; Schenau *et al.*, 2000 ; Benitez-Nelson, 2000 ; Arning *et al.*, 2009 ; Compton et Bergh, 2016). Dans les environnements moins réducteurs, le phosphore libéré par la décomposition de la matière organique et peut participer à l'interface eau-sédiment où dans le sédiment pour former des grains phosphatés. La concentration des particules phosphatées par des mécanismes sédim-

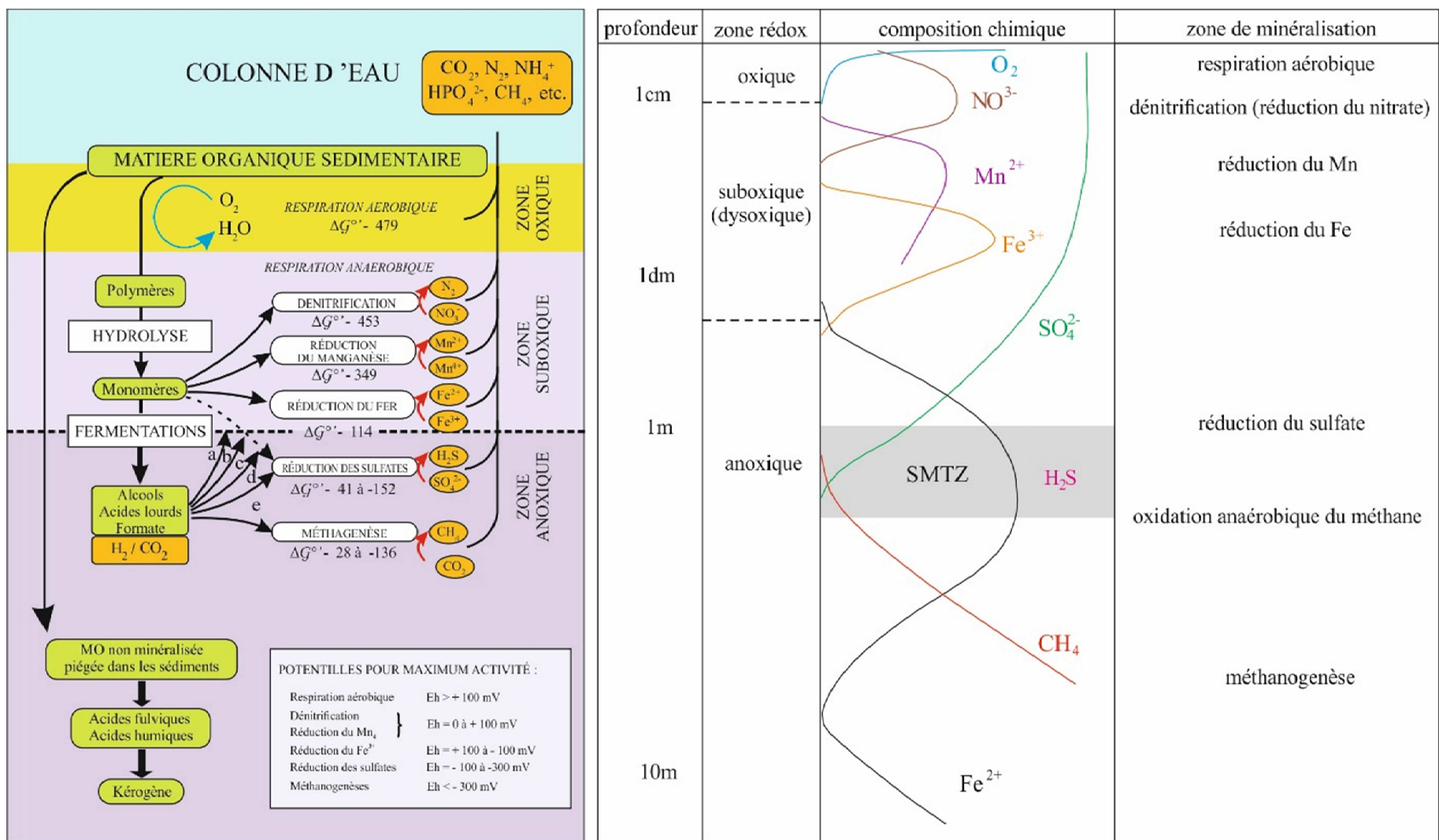


Fig. I-11: À gauche, les voies de dégradation de la matière organique dans les sédiments marins. (In Bertrand et al., 2015). ; À droite, les profils chimiques des eaux interstitielles reflétant la distribution verticale des processus dominants de minéralisation (Froelich, et al., 1979) (SMTZ : Sulfate-Methan Transition Zone).

entologiques (remobilisation dans les milieux agités et dépôt) donnent naissance à des phosphorites.

### **c. Réduction du manganèse**

Le manganèse est facilement réduit par les composés organiques (Stone *et al.*, 1994). En général, la zone oxydée est riche en oxy-hydroxydes de Mn(III) et Mn(IV). L'épaisseur de l'horizon enrichi est positivement corrélée à la profondeur de pénétration de l'oxygène. Un maximum est observé au niveau du front rédox du Mn où les profils de  $Mn^{2+}$  et d' $O_2$  interstitiels se croisent à des concentrations quasi nulles (Lagauzère, 2003). Sous la zone oxydée, les teneurs en oxy-hydroxydes de Mn diminuent rapidement jusqu'à devenir nulles en profondeur.

Les ions  $Fe^{2+}$  sont de bons réducteurs de  $MnO_2$  et sont réoxydés en  $Fe^{3+}$  par cette réaction (Myers et Nealson, 1988). La concentration en  $Mn^{2+}$  augmente en profondeur et elle est suivie par l'apparition du  $Fe^{2+}$ .

### **d. Réduction du fer**

Le comportement benthique du fer est beaucoup plus complexe que celui du manganèse car il intervient dans un grand nombre de cycles géochimiques et sous de nombreuses formes. La diversité des oxydes et hydroxydes de Fer, des sulfures et des silicates de Fe complique les processus. Cependant, chaque phase ferrique a une réactivité différente liée à son état cristallin: les oxydes de Fe amorphes sont préférentiellement réduits avant les formes plus cristallines ( $Fe(OH)_3 \rightarrow FeOOH \rightarrow Fe_2O_3$ ). Leur distribution est similaire à celle des oxydes de Mn avec un enrichissement en surface, un maximum sous le front rédox du Mn puis une diminution en profondeur pour atteindre des valeurs assez constantes. Dans certains cas, le fer particulaire peut augmenter à nouveau en profondeur du fait de la précipitation de FeS. Comme pour le Mn, l'épaisseur de la couche enrichie en oxydes ferriques est corrélée à l'épaisseur de la zone oxydée et aux teneurs en Fer (Nealson, 1997 ; Lovley *et al.*, 2004).

### **e. Réduction des sulfates**

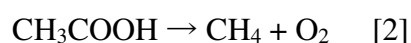
La réduction des sulfates est bien caractérisée dans les sédiments, tandis que la réduction des thiosulfates est bien moins quantifiée (Jørgensen et Fenchel, 1974 ; Jørgensen, 1977). Hormis pour des températures très élevées, comme dans les sources hydrothermales, les sulfates sont stables à moins d'une réduction catalysée biologiquement (Jeanthon *et al.*, 2002). Il n'existe pas de réduction purement chimique dans les sédiments. Sous la zone de réduction des métaux,

l'espèce réduite majoritaire suivante dans les eaux interstitielles est la forme sulfure  $S_2^-$ , ce qui est généralement attribué aux bactéries sulfato-réductrices (Jørgensen, 1983). L'importance des autres formes intermédiaires de sulfures, comme les ions thiosulfates et le sulfure élémentaire (polysulfure), reste à élucider, probablement à cause de la complexité de la chimie du soufre.

La production de sulfures par réduction des ions sulfates est une des principales différences existantes entre les sédiments marins (Jørgensen, 1982, 1983). Les sulfates sont donc les accepteurs d'électrons dominants dans les sédiments marins, même par rapport à l'oxygène. La consommation des oxydants se fait grâce à la diffusion vers le haut des espèces sulfurées réduites (ions polysulfures, thiosulfates et sulfites) qui sont produites par oxydation de la matière organique (Jørgensen et Fenchel, 1974 ; Jørgensen, 1982). Au cours de leur remontée vers l'interface, ces ions sont oxydés par Fe(III), Mn(IV) et l'oxygène. Chaque oxydant produit des espèces soufrées intermédiaires capables d'interagir avec d'autres composés, ce qui rend ce système complexe difficile à étudier. Dans la plupart des cas, le potentiel d'oxydation du sédiment fait que les sulfures sont consommés dans les sédiments, soit par l'oxygène, soit par d'autres oxydants, comme les nitrates ou les métaux (Jørgensen, 1982). En contexte hydrothermal ainsi que dans tout système diagénétique à haute température (sédiments), une réduction abiotique dite thermochimique du sulfate peut avoir lieu (Machel et al., 1995 ; Machel, 2001). Cette réaction, se déroule à des températures comprises entre 100 et 140°C voire parfois à 160-180°C (Callac, 2013). Cette réduction a lieu en aérobiose et en anaérobiose et ne réduit qu'une partie du pool d'accepteurs d'électrons pour satisfaire les besoins cellulaires et ne produit donc que de petites quantités d' $H_2S$  (Rabus et al., 2006).

#### **f. Méthanogenèse**

La méthanogenèse, commence lorsque les sulfates sont épuisés, intervient en général à profondeur plus grande dans les sédiments marins. Elle est réalisée par des *archaea* méthanogènes qui utilisent principalement deux voies pour former du méthane : la réduction du  $CO_2$  (équation 1) et la fermentation de l'acide acétique (équation 2).



La réduction du  $CO_2$  est le processus dominant dans les sédiments marins et la fermentation de l'acide acétique dans les sédiments d'eaux douces (Whiticar et al., 1986). Dans les sédiments

marins, la dominance de la réduction du CO<sub>2</sub> s'explique en partie par son plus grand rendement énergétique, mais aussi par l'importante disponibilité du CO<sub>2</sub> provenant de la réduction des sulfates. Les conditions dans lesquelles la méthanogenèse est possible sont un environnement anoxique, une concentration faible en sulfates, une température optimale entre 35 et 45°C, une teneur en matière organique supérieure à 0,5 % et un taux de sédimentation entre 20 et 100 cm/ka (Rice, 1992).

Rice (1992) résume les conditions optimales à la méthanogenèse bactérienne dans les sédiments marins :

- un environnement anoxique ;
- une faible concentration en sulfates ;
- une faible température, avec la gamme optimale entre 35 et 45 °C ;
- une matière organique importante, supérieure à 0,5 % du carbone organique total.

Mais la méthanogenèse dépend également :

- des propriétés et de l'état de la matière organique : les bactéries méthanogènes sont dépendantes d'autres organismes bactériens qui dégradent en amont les composés organiques complexes ;
- des espaces des pores : la taille moyenne des méthanogènes est de 1 mm, et nécessitent donc suffisamment de place, plus particulièrement dans les sédiments ayant une fine granulométrie ;
- du taux de dépôt de la matière organique : lorsque le taux est trop élevé, les sédiments traversent trop rapidement la zone de température optimale, mais au contraire, lorsque ce taux est trop faible, toute la matière organique est alors oxydée avant l'assimilation par les bactéries méthanogènes. Le taux de dépôt optimal est compris entre 0,2 et 1 m/ka, en fonction du gradient géothermique (Clayton, 1992).

### **Oxydation du méthane**

Lorsque le méthane produit par la méthanogenèse migre vers le haut à travers les irrégularités sédimentologiques et structuraux jusqu'à les sédiments superficiels sous l'interface eau-sédiment, il est soit piégé dans les eaux interstitielles donne les hydrates de méthane (*e.g.*, Berndt, 2005 ; Chaduteau, 2008), soit libéré vers la colonne d'eau ou l'atmosphère, soit utilisé comme une source de nutrition et subi à une oxydation par la chimio-symbiose. En général, les

taux d'oxydation sont principalement affectés par la température, la pression et la concentration de méthane (Scranton et Brewer, 1978).

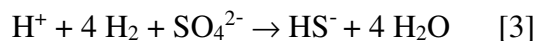
- **Oxydation aérobie du méthane**

Dans un milieu aérobie, en présence de l'oxygène dissous dans les eaux interstitielles qui devient disponible comme accepteur d'électrons (Hanson et Hanson, 1996), le méthane peut être soumis à une oxydation aérobie (*MOx*) par certaines organismes (bactéries aérobies méthanotrophes ; Zehnder et Brock, 1979) ou par d'autres réactions chimiques abiotiques. La conséquence de cette réaction est de produire le dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ) et dihydrogène ( $\text{H}_2$ ) comme décrit dans les équations suivantes :



- **Oxydation anaérobie du méthane (OAM)**

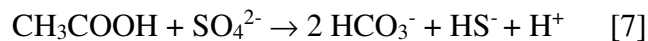
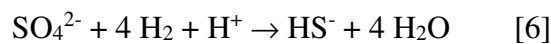
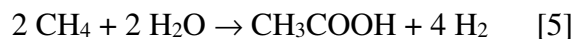
Le méthane peut également être oxydé dans les sédiments anoxiques (Reeburgh, 1969 ; Martens et Berner, 1974 ; Barnes et Goldberg, 1976). Zehnder et Brock (1979) ont montré que certaines *archaea* méthanogènes avaient la capacité d'inverser leur métabolisme en oxydant le méthane (réaction 2), au lieu de le produire à partir du  $\text{CO}_2$  et  $\text{H}_2$ . Cependant cette méthanogenèse inverse ne présente un rendement énergétique suffisant que si l'hydrogène produit reste en concentration limitée (Hoehler et al., 1994). Il doit donc être consommé rapidement par des bactéries sulfato-réductrices selon l'équation 3. La somme de ces deux processus, oxydation du méthane et réduction des sulfates permet la consommation du méthane et des sulfates à l'interface sulfate-méthane (*SMI*). Cette réaction syntrophique correspond à l'équation 4.



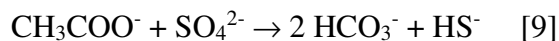
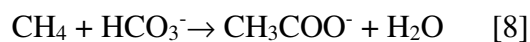
La conséquence de cette réaction est un appauvrissement en sulfates avec la profondeur, puis une augmentation de la concentration en méthane une fois l'interface sulfate-méthane dépassée. En effet, la concentration en méthane biogénique augmente de façon inversement proportionnelle à celle des sulfates (Fig. I-11) (Claypool et Kaplan, 1974) et sa production commence lorsque la concentration en sulfates est suffisamment faible. Boetius et al. (2000)

ont identifié pour la première fois ce consortium de microorganismes dans les sédiments d'Hydrate Ridge. Les *archaea* méthanogènes se développent sous la forme d'agrégats d'environ 100 cellules et sont entourées par des bactéries sulfato-réductrices (Fig. I-11).

Valentine et Reeburgh (2000) proposent deux mécanismes différents pour l'oxydation en milieu anaérobie du méthane : le premier mécanisme considère la formation d'acide acétique à partir du méthane par les *archaea* (équation 5), suivie de la consommation de H<sub>2</sub> et de l'acide acétique par les bactéries sulfato-réductrices (équation 6 et 7) et aboutissant également à la réaction nette décrite dans l'équation 4.



Le second mécanisme possible est dans un premier temps la formation d'acétate à partir de CO<sub>2</sub> et H<sub>2</sub> (équation 8), qui est consommé par la suite par les bactéries sulfato-réductrices (équation 9) aboutissant à la réaction nette (équation 4).



La conséquence principale de l'oxydation anaérobie du méthane et de la réduction des sulfates est l'augmentation de l'alcalinité contrôlant la formation des carbonates. Des concrétions carbonatées sont ainsi très souvent associées à des sédiments riches en méthane. Ces mécanismes de méthanogenèse inversée ont été détectés sur différents sites d'échappement de fluides froids ; par exemple : Cascadia Margin (Boetius *et al.*, 2000), Mer Noire (Schouten *et al.*, 2001), Mer Méditerranée (Pancost *et al.*, 2000) ou encore dans le Golfe du Mexique (Zhang *et al.*, 2002).

### II.3.2. Réactions diagénétiques secondaires

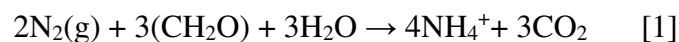
Par le fractionnement biologique et/ou d'autres des réactions diagenétiques secondaires, les réactions redox décrites précédemment produisent des composés réduits qui vont pouvoir à leur tour intervenir dans de nouvelles réactions d'oxydo-réduction thermodynamiquement possibles. Ces réactions dites secondaires mettent principalement en interaction les cycles biogéochimiques des espèces azotées et ceux du fer et du manganèse (Hulth *et al.*, 1999 ; Anschutz *et al.*, 2000). En particulier, la migration de Fe(II) et Mn(II) à travers l'eau



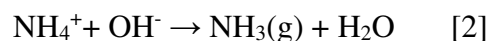
interstitielle vers l'interface eau/sédiment pour être réoxydés au niveau du sédiment oxygène. Parallèlement à ces réactions redox, des phénomènes de diffusion, de précipitation, d'adsorption, de désorption, d'agrégation des composés dissous et solides vont également agir sur la redistribution des éléments dans le sédiment (précipitation des minéraux authigènes, remobilisation, cimentation, compaction, substitutions ioniques).

#### a. Formation des composés ammoniacés

Dans le milieu marin, l'azote est présent sous des formes organiques et inorganiques très variées (Carpenter et Capone, 1983 ; Kirchman, 2000), résultantes d'un réseau complexe de réactions et d'états d'oxydation comme cité précédemment. Durant la minéralisation (ammonification) des nitrates, en présence d'un apport d'énergie de la photosynthèse, l'azote issu de la décomposition de la matière organique est fixé par des organismes en particulier des cyanobactéries et de certaines bactéries vivant en symbiose. Cette fixation tend à produire des composés ammoniacés tels l'ammonium ( $\text{NH}_4^+$ ) et son acide conjugué l'ammoniac ( $\text{NH}_3$ ). Il s'agit ici d'une réaction de réduction qui se fait par l'intermédiaire de substances organiques "Méthanal" (aldéhyde formique) notées :  $\text{CH}_2\text{O}$  (équation 1)



Dans les sédiments basiques où le pH est élevé, l'ammonium se transforme en ammoniac gazeux (équation 2) :



L'ammonium est la forme préférentiellement assimilée par les micro-organismes (bactéries et champignons). L'ammoniac est de plus très soluble dans l'eau. Il réagit avec le  $\text{HNO}_3(\text{g})$  pour former du  $\text{NH}_4\text{NO}_3(\text{s})$ , et également avec le  $\text{H}_2\text{SO}_4$  pour former du  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4(\text{s})$ . Il peut également être oxydé en oxydes d'azote.  $\text{NH}_4^+$  contribue en moyenne à environ 15% de la masse totale des particules en suspension dans l'atmosphère.

Dans les conditions anaérobiques, l'ammonium est oxydé anaérobiquement par l'Oxydation Anaérobie de l'ammonium en présence de bactéries ANAMMOX (Byrne et al., 2009 ; Harhangi et al., 2012 ; Sonthiphand et al., 2014). Un exemple noté par Russ et al., (2013) dans les sédiments à suintements froids des fluides riches en hydrocarbures, dans les aires de vannage hydrothermal, dans les sédiments hydrothermaux et à l'interface eau de mer-sédiments hydrothermaux du Bassin de Guaymas (Gulf central de Californie), ainsi comme noté précédemment pour les substrats basaltiques (Mason et al., 2008 ; Santelli et al., 2009).

## b. Pyritisation

Les sulfures libres ( $S_2^-$ ) peuvent précipiter avec  $Fe^{2+}$  (FeS) ou être aussi réoxydés en présence d'oxygène pour former des espèces intermédiaires (soufre natif  $S^0$ , polysulfures  $S_n^-$ , thiosulfates  $S_2O_3^{2-}$  et sulfites  $SO_3^{2-}$ ) avant de redonner du sulfate (Gaillard, 1995). Sous l'interface eau-sédiment, le fer peut aussi être réduit par les sulfures ou par des composés organiques, mais il est beaucoup plus résistant à la réduction chimique. Certains auteurs considèrent que, que dans le milieu naturel, la réduction du fer est uniquement réalisée par catalyse biologique (Lovley et al., 1991, 2004). La diffusion vers le haut des sulfures tendant à mobiliser  $Fe^{2+}$  pour former de la pyrite ( $FeS_2$ ) afin de former le greigite ou mackinawite (FeS). La présence de pyrite est framboïdale est considérée aujourd'hui comme une preuve suffisante de la médiation bactérienne et indique des conditions paléoenvironnementales anoxiques à euxiniques (Wilkin et Barnes, 1996, 1997a, 1997b ; Wilkin et al., 1996, 1997 ; Wilkin et Arthur, 2001).

## c. Formation des carbonates authigéniques

La conséquence principale de l'oxydation anaérobie du méthane est la formation de molécule bicarbonate ou hydrogénocarbonate ( $HCO_3^-$ ). Ce dernier est utilisé comme un brique élémentaire avec d'autres éléments (*e.g.*, Ca, Mn, Fe, Mg,...) pour former des minéraux carbonatés authigènes par la médiation biologique (biominéralisation) que ce soit bioconstruction des tests, coquilles et/ou squelettes des organismes benthiques qui colonisent le substrat (Ritger et al., 1987 ; Gaillard et al., 1992 ; Aharon et Sen Gupta, 1994 ; Roberts et al., 1993 ; Gay, 2002 ; Knoll, 2003 ; Dupraz et al., 2009 ; Auzoux-Bordenave et al., 2013) ou lithification des parois de terriers (Wetzel, 2013 ; Sun et al., 2020), et non-biologique par des autres des réactions diagénétiques comme le colmatage des pores par un ciment micritique aragonitique fibreux et parfois de l'aragonite microcristalline, de la calcite ou de la dolomite (Aloisi et al., 2000) en forme cristalline de type *cemenstone* (calcilutite au sens de Flügel, 2010), induisent la formation des concrétions carbonatés baignant dans les argiles dont leurs caractéristiques seront traitées (Chapitre III).

Tout déséquilibre dans les concentrations des éléments chimiques résultants de réactions susmentionnées, notamment lors des réactions diagenétiques secondaires peut conduire à conséquences (paléo)écologiques comme l'acidification des eaux (Gattuso et Hansson, 2011 ; Bertrand et al., 2015), intoxication et mort collective, échouages, nanismes...etc., comme cités ailleurs par Isozaki (1997), Pruss et al. (2006), Knoll et al. (2007), Retallack et Jahren (2008),

Mata et Bottjer (2011), Grasby et al. (2013), Loope et al. (2013), Lehrmann et al. (2015) Kershaw (2015) et Xiang et al. (2016).

### II.2.3. Récapitulation des équations de la diagenèse de matière organique (d'après Richards, 1965 ; Froelich et al., 1979 et Berner, 1980 ; Tribovillard et al., 2018) :

La matière organique marin est représentée par la formule  $\text{CH}_2\text{O}$

**Réactions en aérobiose** (Zone aérobie) : respiration de l'oxygène libre

respiration d'  $\text{O}_2$  :  $\text{CH}_2\text{O} + \text{O}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$

**Nitrification** :  $2 \text{NH}_4^+ + 3 \text{O}_2 \rightarrow 2 \text{NO}_2^- + 4 \text{H}^+ + 2 \text{H}_2\text{O}$ , puis :  $2 \text{NO}_2^- + \text{O}_2 \rightarrow 2 \text{NO}_3^-$

**Oxydation du manganèse** :  $4 \text{Mn}^{2+} + 2 \text{O}_2 + 4 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{MnO}_2 + 8 \text{H}^+$

**Oxydation du fer** :  $4 \text{Fe}^{2+} + 2 \text{O}_2 + 6 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{FeOOH} + 8 \text{H}^+$

**Oxydation de la pyrite** :  $4 \text{FeS}_2 + 15 \text{O}_2 + 10 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 16 \text{H}^+ + 8 + 4 \text{FeOOH}$

**Réactions en anaérobiose** (Zone anaérobie) : respiration sans oxygène libre  $\text{O}_2$

**Dénitrification** :  $5 \text{CH}_2\text{O} + 4 \text{NO}_3^- \rightarrow 2 \text{N}_2 + 4 \text{HCO}_3^- + \text{CO}_2 + 3\text{H}_2\text{O}$

**Réduction du fer** :  $\text{CH}_2\text{O} + 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + 3 \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^- + 4 \text{Fe}^{2+} + 7 \text{OH}^-$

$\text{CH}_2\text{O} + 4 \text{FeOOH} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{HCO}_3^- + 4 \text{Fe}^{2+} + 7 \text{OH}^-$

**Réduction des sulfates** :  $2 \text{CH}_2\text{O} + \rightarrow \text{H}^+ + 2 \text{HCO}_3^- + 2 \text{HS}^-$

**& formation de pyrite** :  $\text{Fe}^{2+} + \text{HS}^- \rightarrow \text{FeS} + \text{H}^+$

$\text{FeS} + \text{S}^0 \rightarrow \text{FeS}_2$

**Méthanogenèse** :  $2 \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^- + \text{CH}_4$

ou encore :  $2 \text{CH}_2\text{O} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{CH}_4$

**Réactions faisant intervenir le fer et produisant parfois du  $\text{S}^0$**

$4 \text{FeOOH} + \text{CH}_2\text{O} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 4 \text{Fe}^{2+} + 7 \text{OH}^-$

$2 \text{Fe}(\text{OH})_3 + \text{HS}^- + 5 \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{Fe}^{2+} + 6 \text{H}_2\text{O} + \text{S}^0$

$2 \text{FeOOH} + \text{HS}^- + 5 \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{Fe}^{2+} + 4 \text{H}_2\text{O} + \text{S}^0$

$2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{HS}^- + 5 \text{H}^+ \rightarrow 2 \text{Fe}^{2+} + 3 \text{H}_2\text{O} + \text{S}^0$

## **II.4. ORIGINE DU METHANE**

Dans la nature deux origines distinctes sont possibles : le méthane biogénique et le méthane thermogénique, tous les deux provenant de la dégradation de la matière organique dans les sédiments. Il est important de noter que l'expression "biogénique" couramment utilisée pour la dénomination du méthane d'origine bactérienne est un abus de langage. En effet, le terme "biogénique" s'applique au méthane dérivé de la dégradation de la matière organique, par voie bactérienne ou thermique, comprenant ainsi le méthane thermogénique. L'expression "biogénique" est à opposer à "abiogénique", qui caractérisant l'origine du méthane issu de l'interaction de l'eau de mer avec la croûte océanique et/ou le manteau.

### **II.4.1. METHANE BIOGENIQUE**

Le terme "biogénique" est utilisé pour qualifier le méthane d'origine biologique (organique), alors qu'il est plus adéquat d'utiliser ce terme pour désigner l'ensemble du méthane dérivé de la dégradation de la matière organique. Le méthane biogénique regroupe alors le méthane bactérien et le méthane thermogénique, dont les formations sont présentées ci-dessous.

#### **a. Méthane biogénique issu de la diagenèse précoce**

La diagenèse organique relative à la minéralisation de la matière organique. Quand la matière organique enfouie dans les sédiments est composée de biopolymères complexes. Les bactéries doivent d'abord dégrader ces polymères en produits monomères pour pouvoir les assimiler. La dépolymérisation de la matière organique commence par une hydrolyse enzymatique qui amène à la formation de sucres, d'acides aminés et d'acides gras, qui par fermentation se transforment en alcools, acides volatils (ex : acide acétique), H<sub>2</sub> et CO<sub>2</sub> (Fenchel et Jorgensen, 1977 ; Floodgate et Judd, 1992 ; Bertrand et al., 2015) pour former enfin le méthane biogénique (bactérien).

#### **b. Méthane thermogénique issu de la transformation du kérogène dans les roches mère**

Lorsque toute la matière organique n'est pas dégradée dans les couches superficielles par les bactéries, la part conservée va subir l'action de la température et de la pression pendant l'enfouissement pour générer du méthane thermogénique. Le craquage du kérogène résiduel et des hydrocarbures précédemment formés entraîne la libération de gaz secs de poids moléculaire réduit, essentiellement du méthane, dit thermogénique. On parle alors de fenêtre à gaz sec. Le

kérogène résiduel évolue vers des composés carbonés très pauvres en hydrogène (Durand, 1980 ; Tissot et Welte, 1984).

## II.4.2. METHANE ABIOGENIQUE (GEO-GAZ) ISSU DE L'INTERACTION EAU-ROCHE SOUS LA COLONNE SEDIMENTAIRE

En opposition au méthane biogénique dérivé de processus de dégradation de la matière organique, le méthane abiogénique dérive de processus purement minéraux issu de l'interaction de l'eau de mer avec la croûte océanique et le manteau ; il a été étudié de manière approfondie le long des dorsales non sédimentées. Les fluides hydrothermaux issus de cette interaction présentent des enrichissements en  $\text{CH}_4$  qui proviennent :

(1) du dégazage primordial du manteau dans les systèmes hydrothermaux de haute température par perte directe de gaz au stade magmatique ou par lessivage de la croûte océanique durant la circulation du fluide hydrothermal.

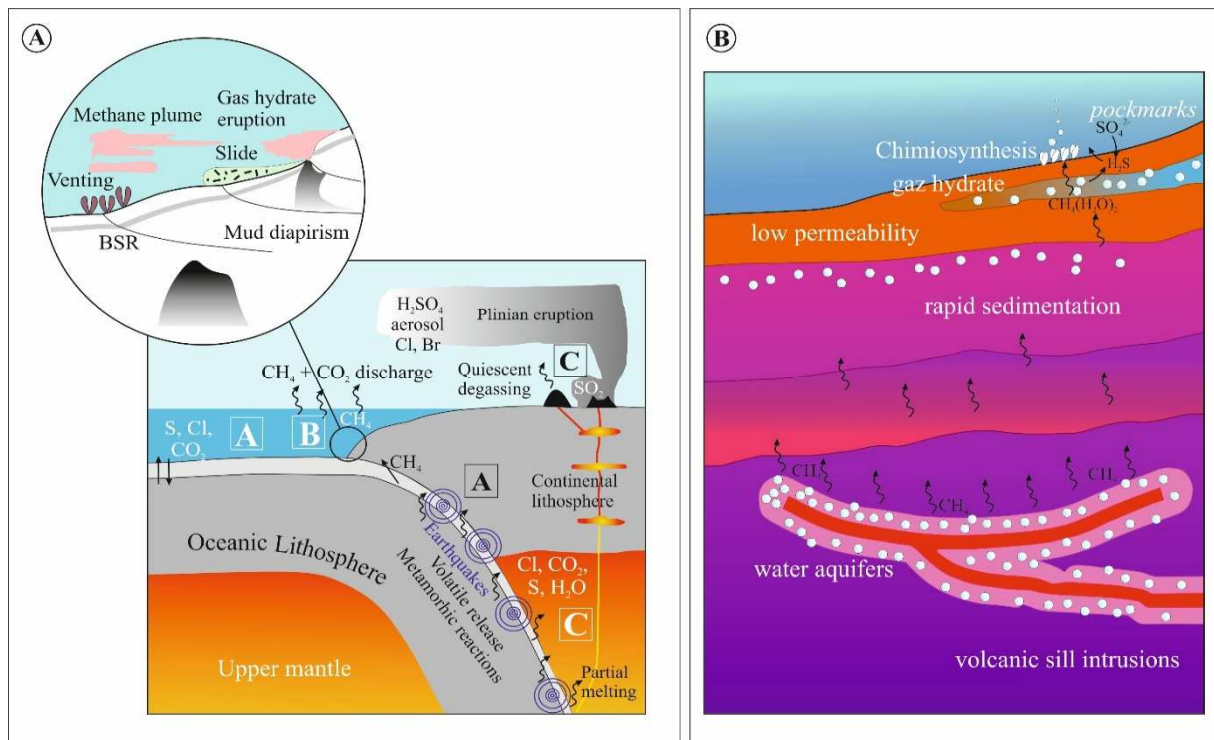


Fig. I-12 : Formation de gaz méthane abiogénique (géo-gaz) : **A-** dans les zones de subduction. Les Volatiles et fluides dans les zones de subduction : Rétroaction climatique et mécanismes de déclenchement des catastrophes naturelles, **A-**Entrée, processus et structure de subduction ; **B-**Volatiles et fluides dans l'avant arc (pente continentale) ; **C-** Transfert volatil à travers l'arc volcanique vers l'atmosphère (Ramirez, 2010) ; **B-** dans les marges passive (Berndt, 2005 modifiée).

(2) de la synthèse minérale à partir de CO<sub>2</sub> ou H<sub>2</sub> dans les processus de serpentinisation du manteau. Au niveau des dorsales non sédimentées, le CH<sub>4</sub> ainsi produit est expulsé directement dans la colonne d'eau, cependant ces processus peuvent également se produire dans des environnements sédimentés. Le CH<sub>4</sub> serait alors émis dans la colonne sédimentaire, mais sa présence au même titre que le CH<sub>4</sub> biogénique reste encore à démontrer.

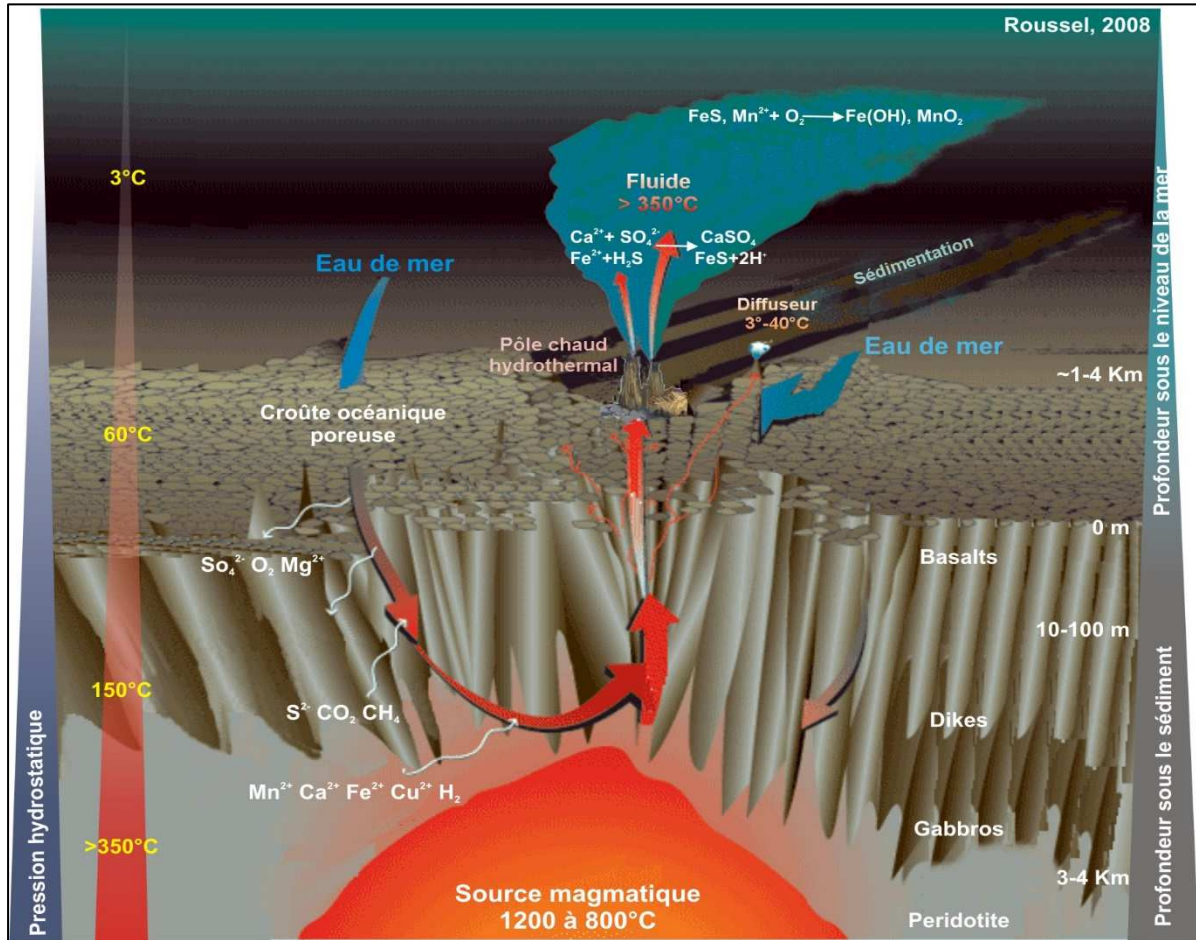


Fig. I-13 : Caractéristiques physique et chimique des fluides d'un système hydrothermal circulant à travers la croûte océanique (d'après Jannasch, 1995 ; Kelley *et al.*, 2002 ; Roussel, 2008).

## II.4.3. TRACEURS DE L'ORIGINE DU METHANE

### a. Dans les sédiments actuels et/ou l'hydrocarbure

L'utilisation des méthodes de mesures par spectrométrie de masse permet de connaître les proportions des divers isotopes d'un élément dans l'échantillon étudié. Comparées à un standard de référence, ces proportions d'isotopes permettent de connaître le fractionnement

isotopique dans l'échantillon. Le carbone possède deux isotopes naturels stables :  $^{12}\text{C}$  (98,89%) et  $^{13}\text{C}$  (1,11%). Le rapport de ces deux isotopes varie selon les différents composés carbonés. Sa variation est mesurée par rapport au standard de référence PDB (*Pee Dee Bélemnite*) selon la notation :  $\delta^{13}\text{C} (\text{‰}) = [((^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{échantillon}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}) - 1] \times 1000$ .

Le méthane thermogénique est généralement enrichi en  $^{13}\text{C}$  par rapport au méthane bactérien, ce qui est dû à différents facteurs, tels que les différences des composés précurseurs, les effets isotopiques cinétiques, ou la température (Whiticar, 1999). Le  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  du méthane thermogénique varie entre -50 ‰ et -20 ‰ environ, avec un enrichissement progressif en  $^{13}\text{C}$  au cours de la maturation, alors que celui du méthane bactérien varie entre -110 ‰ et -50 ‰ (Schoell, 1988 ; Whiticar, 1994). L'utilisation seule du  $\delta^{13}\text{C}_{\text{CH}_4}$  ne peut permettre de distinguer sans ambiguïté les différentes origines du méthane, c'est pourquoi il est généralement combiné au  $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$  et/ou au rapport Le rapport de la quantité de méthane ( $\text{C}_1$ ) sur la somme des quantités d'éthane et de propane ( $\text{C}_2+\text{C}_3$ ) (Fig. I-14).

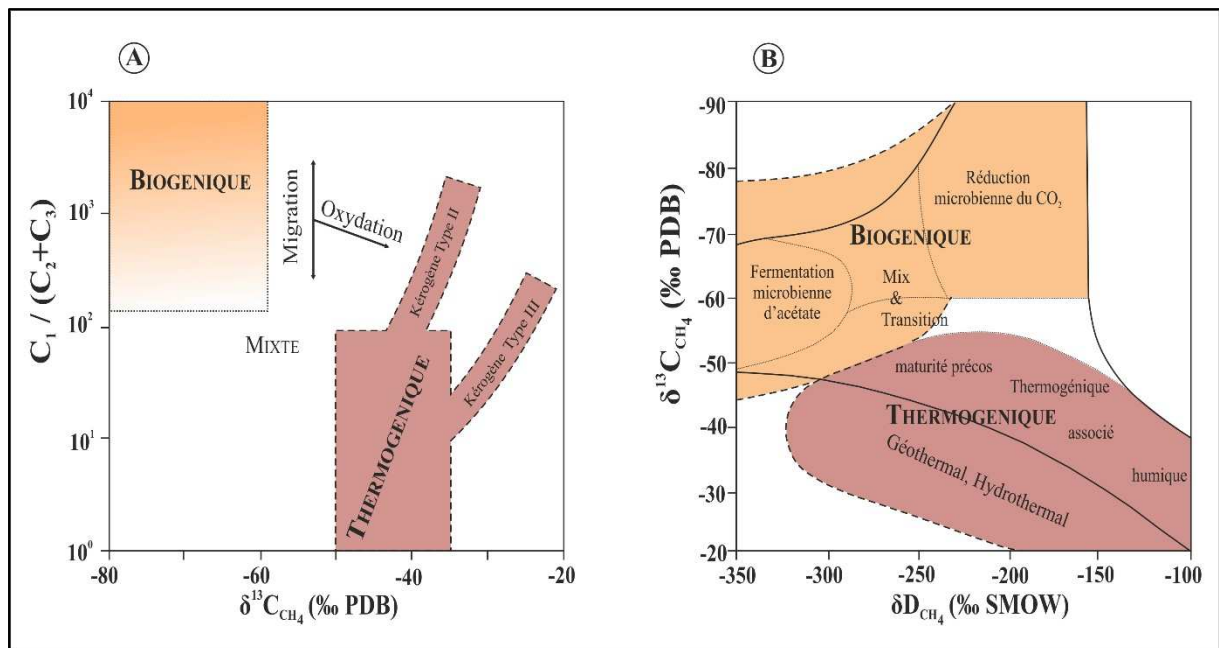


Fig. I-14 : **A**- Diagramme de Bernard (modifié d'après Whiticar, 1990) pour tracer les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  du méthane versus rapports moléculaires d'hydrocarbures indiquant l'origine biogénique ou thermogénique ou le mélange des deux. Les flèches indiquent les effets de composition relatifs de la migration ou de l'oxydation. **B**- Cross plot des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta\text{D}$  du méthane illustrant la classification du méthane généré thermogénique et biogénique et pour ce dernier également une différenciation explicite entre les produits du carbone dioxyde ou de fermentation de l'acétate (d'après Whiticar et al., 1999 In Römer, 2011).

Le rapport isotopique de l'hydrogène, qui possède deux isotopes naturels ( $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$  ou Deutérium) est exprimé par rapport au standard SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) par l'équation suivante :  $\delta\text{D} (\text{‰}) = [((\text{D}/\text{H})_{\text{échantillon}} / (\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}) - 1] \times 1000$ . Le  $\delta\text{D}_{\text{CH}_4}$  varie selon les différentes sources du méthane de -275 à -100 ‰ pour le méthane thermogénique et de -400 à -150 ‰ pour le méthane bactérien (Schoell, 1988 ; Whiticar, 1994). La combinaison des compositions isotopiques du carbone et de l'hydrogène du méthane permet alors de différencier les différentes voies de synthèse du méthane par les bactéries méthanogènes : réduction du  $\text{CO}_2$  ou fermentation de l'acide acétique (Whiticar et al., 1986 ; Schoell, 1988). Le méthane bactérien accumulé par réduction du  $\text{CO}_2$  est typiquement appauvri en  $^{13}\text{C}$  et enrichi en deutérium comparé à celui issu de la fermentation de l'acide acétique (Fig. I-14 B). Le rapport  $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$  permet également de déterminer le processus de formation du gaz. Le gaz formé par voie bactérienne est constitué essentiellement de méthane et présente un rapport  $\text{C}_1/(\text{C}_2+\text{C}_3)$  généralement supérieur à 1000, alors que le gaz thermogénique possède usuellement un rapport inférieur à 100 (Bernard et al., 1976) (Fig. I-14 A).

#### **b. Dans les sédiments fossiles (paléotracés) en absence d'hydrocarbure**

Les zones de sorties de fluides fossiles sont parfois beaucoup moins bien exprimées. Le microscope électronique à balayage (MEB), la Cathodoluminescence, les études géochimiques des Terres Rares (*REE*), et des isotopes stables ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) de Carbone (Fig. I-17) et d'Oxygène, contenant dans les carbonates du test des fossiles et des roches de terrains anciens restent le moyen le plus nécessaire et indépendant pour déterminer l'origine de ces carbonates, dont leurs marqueurs sont exposés ci-dessous (Chapitre III).

Les études faunistiques et minéralogiques réalisées sur des sites ont permis d'établir des similitudes avec des bioconstructions fossiles identifiées dans des séries sédimentaires d'âges variés à travers le globe, dont certaines avaient été préalablement attribuées à des sorties de fluides chauds dans des contextes de marge active et passives (Gaillard et al., 1985 ; Hovland, 1989 ; Campbell et Bottjer, 1995).



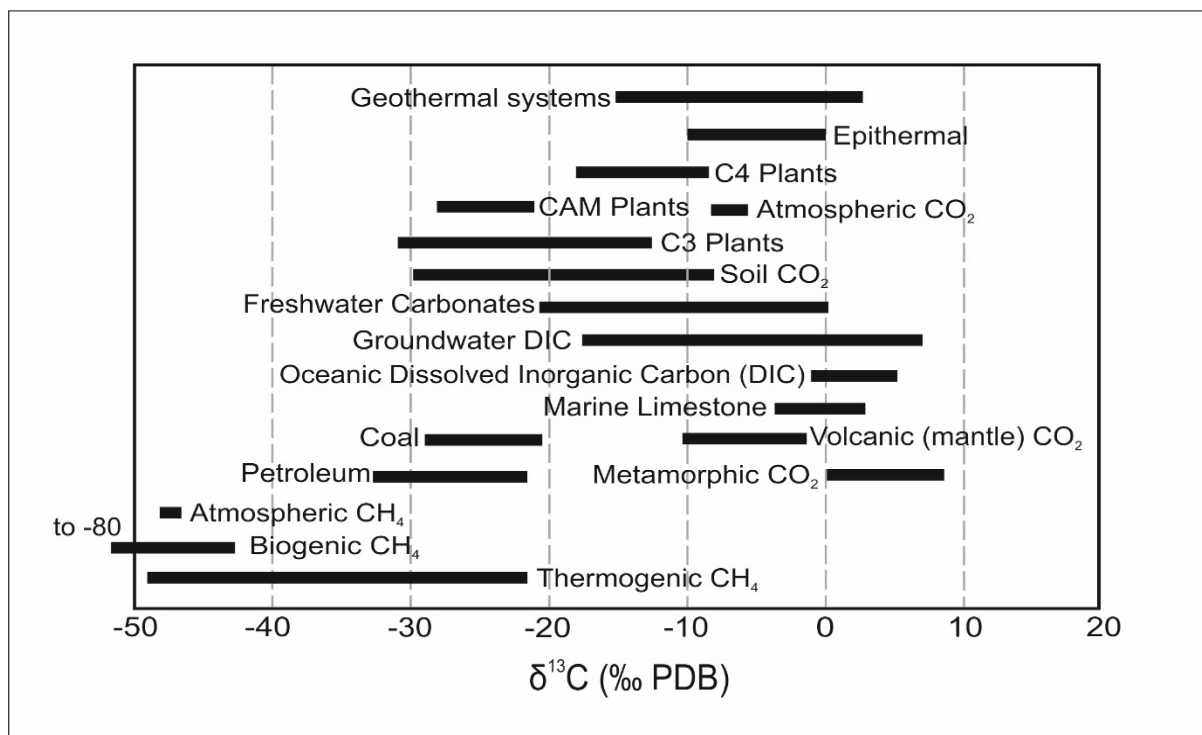


Fig. I-15 : Quelques données générales sur les principaux producteurs ou réservoirs du carbone sur la Terre (Hoefs, 1987 ; Wycherley et al., 1999 ; Baudin et al., 2007)

## **CHAPITRE III**

### **LES EVIDENCES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES**

#### **III.1. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES MARQUEURS DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES**

Dans les milieux aquatiques, le fluide tente de migrer (ex : sous-compaction, compression tectonique, déshydratation de minéraux argileux, dissociation d'hydrates de gaz) à travers les irrégularités sédimentologiques et structuraux à cause des paramètres thermodynamiques (température et pression) variant sous-sol. Le méthane, gaz prédominant dans les sédiments marins, tient un rôle majeur dans la circulation des fluides sur les marges (Chaduteau, 2008). Des émanations ont été observées dans les environnements marins et continentaux induisant de ce fait une interaction biosédimentaire, qui peut se traduire par la formation des minéraux authigénique (carbonates, oxydes de fer, nodules de pyrite...etc.), engendrer des structures diverses et à différente échelle (centimétrique à plurimétrique) d'origine biologique, sédimentologique et/ou structural. Cependant pour mettre en évidence une circulation active de fluides dans la colonne sédimentaire, il existe également des outils géophysiques (sismique, les ondes acoustiques, l'imagerie du fond marin...) et géochimique (diffractionnement minéralogique, isotopes stables...). Dans ce chapitre, nous regroupons les marqueurs de migration et l'expulsion des fluides en deux catégories ; sur le fond (plancher océanique) et dans la colonne sédimentaire.

#### **III.1.1. CARACTERISATION DES ECHAPPEMENTS DE FLUIDES SUR LE FOND DE LA MER**

##### **a. Pockmarks**

Le mot pockmarks, signifiant « marque de petite vérole ». Ce sont des dépressions superficielles sur le plancher océanique de forme circulaire ou allongée, alignés ou en colonnes, leur taille et leur fréquence varient en fonction de la taille du grain du sédiment. En effet, les pockmarks apparaissent en général dans des sédiments à grains fins. Seules de petites dépressions de 1 à 5 m de large et de moins de 1 m de profondeur ont été trouvées dans les sédiments sableux. Hovland et Judd (1988) ont proposé le nom "*pockmarks units*" à ce type de

pockmarks et qui peuvent être rencontrés i) isolés, ii) en groupes, et iii) en association avec des pockmarks géants (pockmarks normal au sens [Hovland et Judd, 1988](#)) pouvant atteindre jusqu'à 45 m de profondeur dans les sédiments argileux ([Hovland et al., 2002](#)). King et MacLean (1970) ont émis l'hypothèse que le principal facteur responsable de la formation des pockmarks était la remontée de fluides (gaz ou d'eau). Cette interprétation est aujourd'hui largement admise.

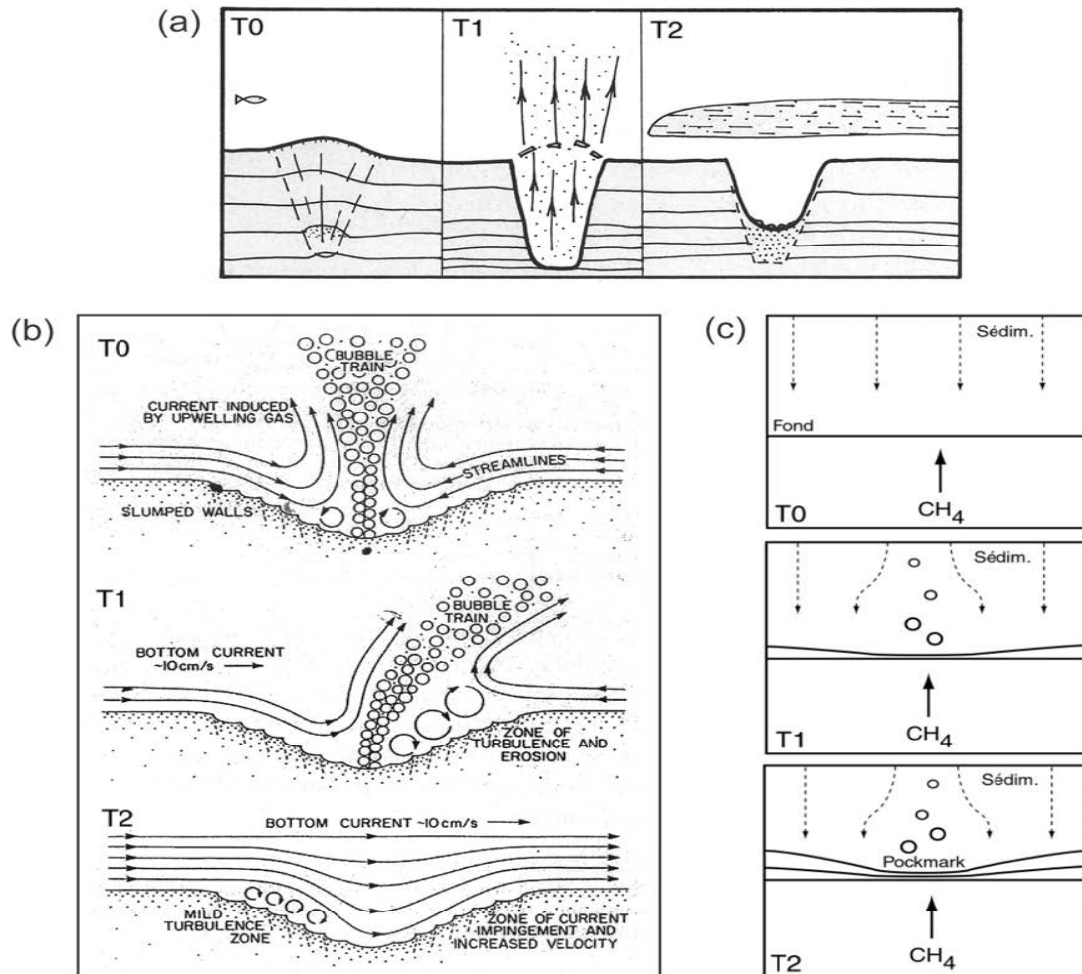


Fig. I-16 : Modèles de formation des pockmarks : (a) Hovland et Judd (1988), (b) Josenhans et al. (1978) et (c) Gay (2002).

Plusieurs modèles ont alors été avancés pour expliquer la formation de ces dépressions ([Josenhans et al., 1978](#) ; [Hovland et Judd, 1988](#) ; [Whiticar, 2002](#) ; [Gay, 2002](#)), leur répartition a été considérée pendant longtemps comme assez aléatoire. La découverte de pockmarks alignés a permis de mettre en évidence que leur distribution pouvait être contrôlée par des structures tectoniques sous-jacentes (ex : failles, diapirs de sel, failles polygonales) ou des corps

sédimentaires enfouis (ex : chaînes turbiditiques, surfaces d'érosion) (Shaw *et al.*, 1997 ; Eichhubl *et al.*, 2000 ; Taylor *et al.*, 2000 ; Gay *et al.*, 2007). Toutes ces discontinuités représentent des drains potentiels pour la remontée des fluides.

### **b. Volcans de boue (*Mud volcan*s)**

Avant les années 70, les volcans de boue étaient seulement connus sur les continents et dans les eaux très peu profondes. L'avancée des techniques océanologiques a permis de découvrir et d'étudier de nombreux volcans de boue sous-marins. Ces édifices géologiques se sont formés sur le plancher océanique par l'expulsion d'un mélange de sédiments à grains fins et de fluides (gaz, eau, huile, saumure), qui peut incorporer des fragments de roche provenant des niveaux lithologiques traversés (Milkov, 2000 ; Dimitrov, 2002).

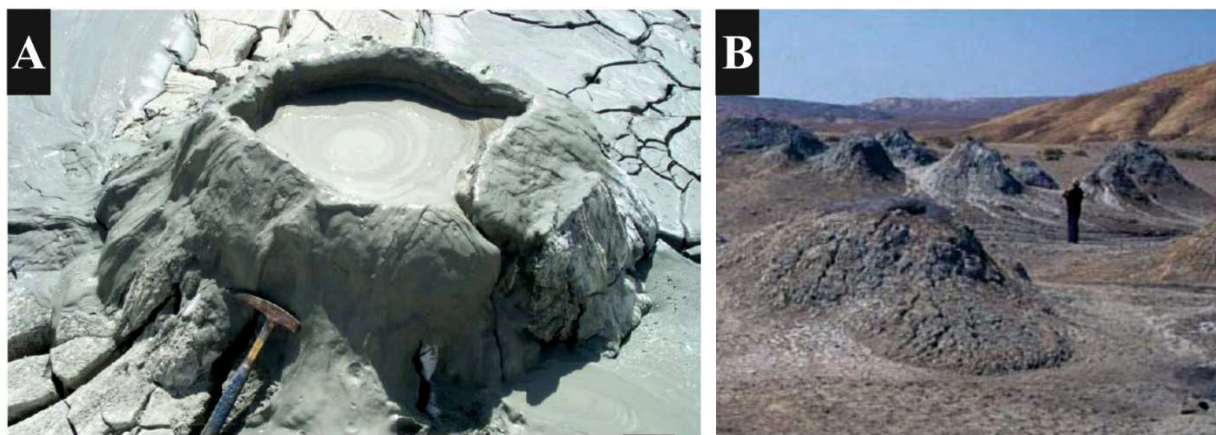


Fig. I-17 : Exemples de volcans de boue (Deville, 2009) : A- Du Moruga Bouffe en Trinidad ; B- Du Dashgill en Azerbaïdjan

La taille et la forme des volcans de boue dépendent de la nature du matériel expulsé (viscosité, densité, taille du grain), de la nature et de la fréquence des émissions (lentes, rapides, explosives) et du volume de boue produit (Judd *et Hovland*, 2007).

Yusifov *et Rabinowitz* (2004) distinguent quatre types de volcan de boue : concave ; convexe ; plat ; et enterré ou caché (Fig. I-18), dont la hauteur peut varier de quelques mètres à 300-400 m et le diamètre à la base peut atteindre 3-4 km. En général, l'expulsion de la boue est favorisée par la présence d'un conduit principal qui se termine au sommet du volcan par un cratère. Près de la surface, des conduits latéraux peuvent se détacher du conduit principal et

former de petits cratères sur les flancs du volcan appelés gryphons (Fig. I-17) (Kopf, 2002). Certains de ces volcans de boue accueillent des communautés chimiosynthétiques, comme sur le volcan de boue Napoli en Méditerranée (Corselli et Basso, 1996).

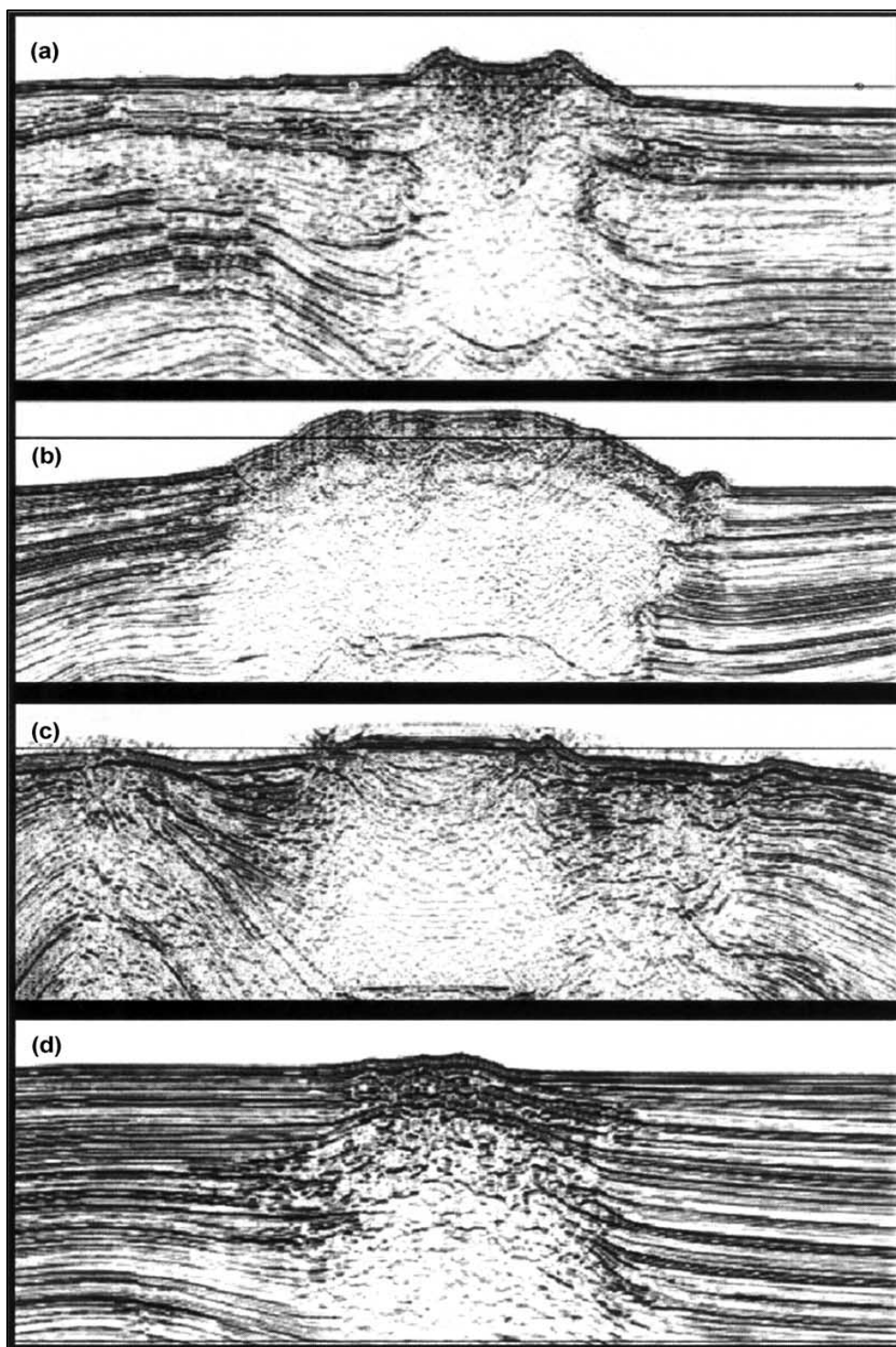


Fig. I-18 : Types des volcans de boue basés sur la forme et l'apparence sur les lignes sismiques : (a) Concave ; (b) convexe ; (c) plat ; (d) enterré. (D'après Yusifov et Rabinowitz, 2004).

### **c. Mud mounds**

Le terme mud-mound est basé essentiellement sur la forme lenticulaire de nature boueuse du sédiment carbonaté, un aspect massif dans les parties centrales, et des stratifications sur les flancs, sur les parties basales et sommitales. La morphologie interne est également affectée par des réseaux de fracturations synsédimentaires et de dykes neptuniens. Leur dimension est métrique à hectométrique, pouvant avoir un relief de plus de 200 m au-dessus du fond marin. Les pentes de leurs flancs et talus varient de 10 à 80°. Les mud-mounds peuvent être dispersés ou latéralement coalescents, avec une faune peut être monotone ou très diversifiée en tailles et de niches écologiques diverses. Les mud-mounds se groupent autour des accidents paléotopographiques (escarpements de failles, diapirs, ceinture de bassin, rupture de pente...) (Montenat *et al.*, 1996) et ce à une profondeur bathymétrique déterminée (relativement faible ~ 400 m) (Powell *et al.*, 1998). Mezlah en 2006 étudia les mud-mound du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet (Sahara Algérien occidental) et pense que le calcaire provient de la diagenèse précoce d'un tissu d'éponge durant la décomposition microbienne de la matière organique, alors que Zdzislaw (1998) et Jakubowicz *et al.* (2015), à partir des analyses géochimiques sur des échantillons de mud mound de l'Anti-Atlas marocain montrent que l'origine de ces carbonates est l'oxydation anaérobie du méthane thermogénique (vient de la dégradation thermique de la matière organique et/ou gaz abiogénique) issu de l'interaction eau-roche sous la colonne sédimentaire liés à une expulsion de fluides hydrothermaux (Wendt *et Kaufmann*, 1997 ; Mounji *et al.*, 1998 ; Belka, 1998 ; Peckmann *et al.*, 1999).

### **d. Communautés biologiques**

Lorsque le fluide (gaz de méthane et/ou fluide hydrothermal) atteint l'interface eau-sédiment, et en l'absence de lumière, diverses communautés chimiosynthétiques utilisent des composés organique (comme le méthane biogénique) ou inorganiques comme une source d'énergie et de carbone. Les habitats réduits dans les sédiments marins sont caractérisés par une absence d'oxygène et des fortes concentrations en composés réduits tels que les sulfures. Les sources hydrothermales ont été parmi les premiers écosystèmes étudiés dans l'océan profond (Corliss, 1979 ; Gaillard *et al.*, 1992). Dix ans après, un autre type d'écosystème basé sur la chimiosynthèse a été découvert : les zones d'émissions de fluides froids ou "cold seeps" (Paull *et al.*, 1984 ; Suess *et al.*, 1985). Ces zones sont parmi les plus diverses des environnements réduits, d'un point de vue géologique. Elles sont caractérisées par des flux de fluides ascendant qui ne sont pas induits par une activité hydrothermale. Dans ces écosystèmes, sulfures et

méthane sont présents en fortes concentrations, et soutiennent le développement de communautés chimiosynthétiques diversifiées (Cassandre, 2010) construisent des corps carbonatés en forme de lentille ou de colonne intercalés dans des marnes appelés pseudo-biohermes (Gaillard *et al.*, 1985 ; Tribovillard *et al.*, 2013), dont les dimensions varient de 1 à 20 m de diamètre et de 1 à 15 m de hauteur (Gaillard *et al.*, 1992 ; Gay, 2002).

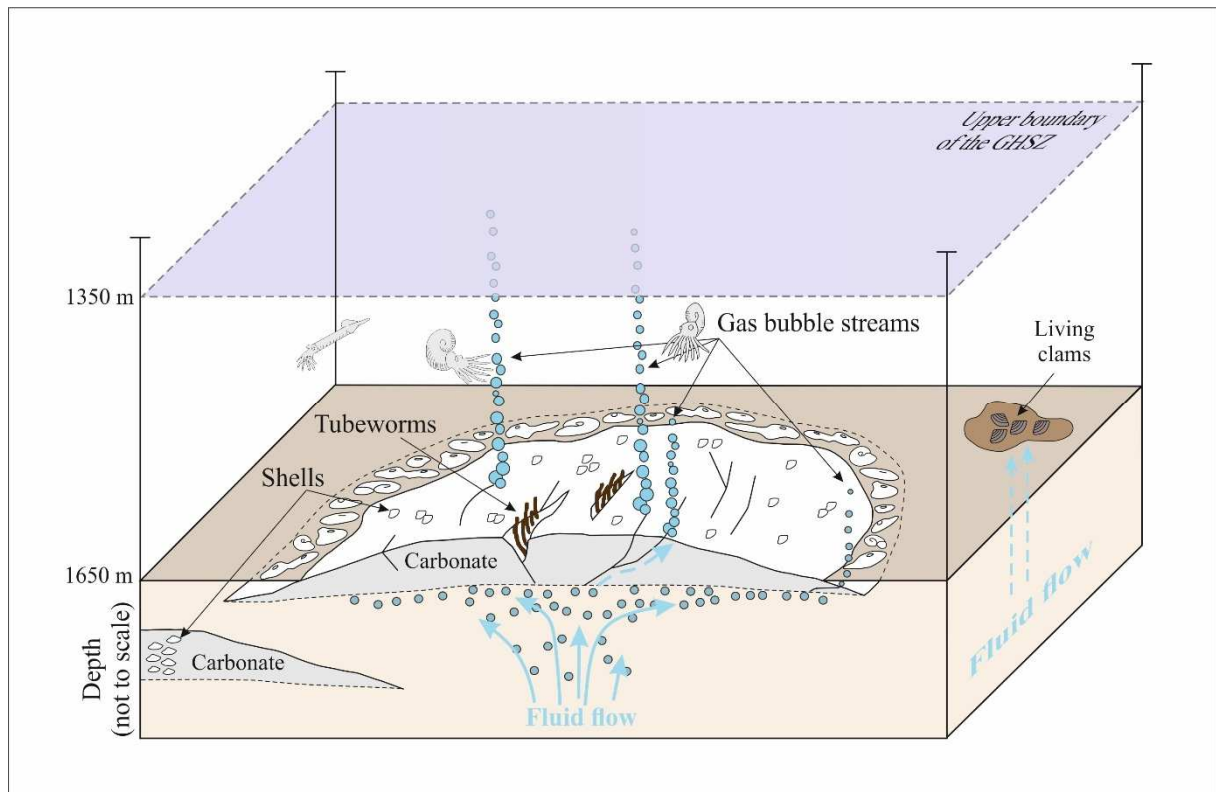


Fig. I-19 : Illustration schématique d'une construction carbonatée édifiée par diverses communautés biologiques chimiosynthétiques au niveau d'un suintement de bulles de gaz qui migrent à travers les fractures vers la colonne d'eau (Römer, 2011). Les bulles de gaz s'élevant à travers la colonne d'eau enfin disparaissent à la limite supérieure de la zone de stabilité de l'hydrate de gaz (GHSZ).

L'expulsion de fluides enrichis en méthane au niveau du plancher sous-marin favorise le développement de communautés biologiques chimiosynthétiques complexes : tapis microbiens (*MISS= Microbially induced sedimentary structure* ; Calner et Eriksson, 2012), vers tubicoles, bivalves, et autres organismes benthiques (Gaillard *et al.*, 1992 ; Sassen *et al.*, 1998 ; Gay, 2002). L'observation de panaches de bulles de gaz et la présence de communautés chimiosynthétiques sont donc des preuves de présence de zones d'émissions de fluides froids (Cassandre, 2010).

### e. Slumps (glissement gravitaire massif)

Dans les modèles de McIver (1982), la fusion des hydrates sur la pente des marges continentales entraîne la formation de bulles de gaz dans les pores augmentant la pression interstitielle. Ainsi, une accumulation de gaz sous les hydrates peut conduire à un bombement des séries sédimentaires, à la fracturation, à la liquéfaction, à un échappement catastrophique vers le fond de l'eau, et à des instabilités de pente (Hovland, 1989 ; Carpenter, 1981 ; Hovland, 1992 ; Maslin *et al.*, 1998 ; Kennett et Fackler-Adams, 2000 ; Cochonat *et al.*, 2002 ; Gay, 2002). Wetzel (2013) et Sun *et al.* (2020) ont rapporté dans leurs études une première découverte des carbonates authigéniques dérivés du méthane sous forme des nodules se produisant au sommet des slumps. Ceci est corroborée par les analyses géochimiques des isotopes stables du carbone indiquant une source biogénique du méthane.

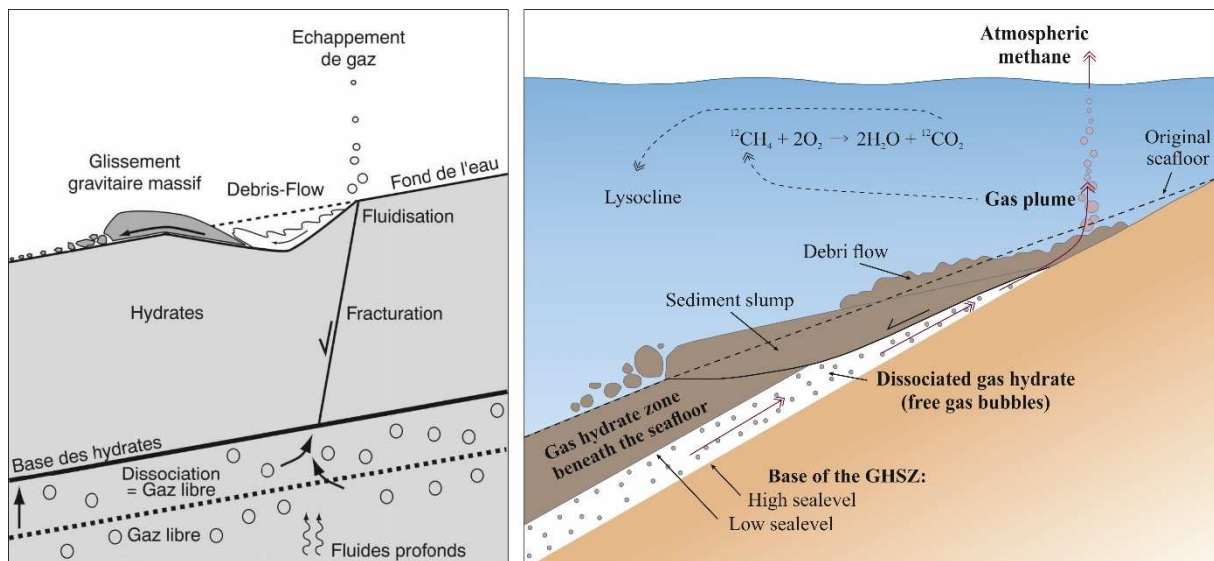


Fig. I-20 : À gauche, Schéma décrivant les effets de la dissociation des hydrates. L'occupation des pores par le gaz engendre une surpression sous les hydrates qui peut conduire à leur fracturation et à la liquéfaction des sédiments. Le gaz a ainsi la possibilité de remonter vers la surface entraînant des instabilités gravitaires sur le fond de la mer (modifié d'après McIver (McIver, 1982) et Bouriak (Bouriak *et al.*, 2000)). À droite, Le scénario hypothétique (modifié après Dickens *et al.*, 1995 ; Katz *et al.*, 1999, Maslin *et al.*, 2010) suggère qu'un déplacement du GHSZ a entraîné la décomposition d'énormes quantités d'hydrates de gaz induisant des instabilités gravitaires. La libération de méthane dans l'eau des océans entraîne une augmentation de la teneur en CO<sub>2</sub> qui modifie davantage la lysocline.

La **lysocline**, en géologie, géochimie et biologie marine, est la profondeur dans l'océan à partir de laquelle la solubilité du calcaire augmente fortement. Les eaux marines de surface sont généralement sursaturées en calcaire CaCO<sub>3</sub>.



## **f. Cône in cône**

Cône-in-cône est une structure concrétionnée épaisse de un à quelques centimètres. Elle se rencontre dans des marnes, des argiles, des grès argileux...etc., et se caractérisant par une succession de cônes imbriqués les uns dans les autres.

L'interprétation de ces structures est confuse : Nematophyte (algue) (Woodland, 1964), structure diagénitique (Bonet et Maillot, 1980 ; Sellés-martinez, 1994 ; Heimhofer et al., 2017 ; Meng et al., 2017). Récemment, Ábalos et Elorza, (2011) ont proposé une origine sismique de ces structures de déformation, par un réarrangement des sédiments sous l'effet de propagation d'ondes sismique frontale (*Raylieg wave*) en profondeur. Ces deux auteurs réalisent l'expérience au laboratoire tout en simulant les mêmes conditions avec des chocs sismiques après la propagation des ondes sismiques, des figures similaires sont obtenues récemment. Tribovillard et al. (2016, 2018) ont interprété l'origine de ces structures comme un indice de migration des fluides.

En outre, les structures concentriques "cône-in-cône" (CiC) ont été observées dans différents environnements (lacustres et marins) et se forment lors de la diagenèse précoce. Les structures CiC constitueraient des témoins d'un suintement froid (*cold seep*) de faible intensité avec une interaction entre fluide (méthane), réduction des sulfates et activité des cyanobactérienne (Geptenr et al., 2013 ; Tribovillard et al., 2016, 2018) et sans aucune valeur bathymétrique.

### **III.1.2. LES MARQUEURS DE LA MIGRATION DES FLUIDES DANS LA COLONNE SEDIMENTAIRE**

#### **a. Mud diapir (diapirs de boue)**

En général, le diapirisme se produit lorsqu'un corps de matière déformant plastiquement s'élève à travers un autre matériau en raison des effets de flottabilité (Brown, 1990). À de nombreux endroits du fond marin sur le globe terrestre où ces caractéristiques ont été identifiées, la matière plastique est de l'argile ou de la boue chargée de gaz, et le diapir a pénétré dans le fond marin (Fig. I-21). Dans la mer Caspienne et dans le Golfe Persique, les diapirs de boue sont associés aux réservoirs d'hydrocarbures. L'évacuation active des diapirs de boue submergées est également connue dans la mer Adriatique et le Golfe Persique. L'une des théories pour leur formation est que le gaz pénètre dans une couche plastique d'argile qui

développe une instabilité statique et commence à monter à travers le matériau environnant. Le gaz entraîné se dilate et évacue au fond marin (Hovland et Curzi, 1989 ; Hovland, 1990 ; Milkov, 2000).

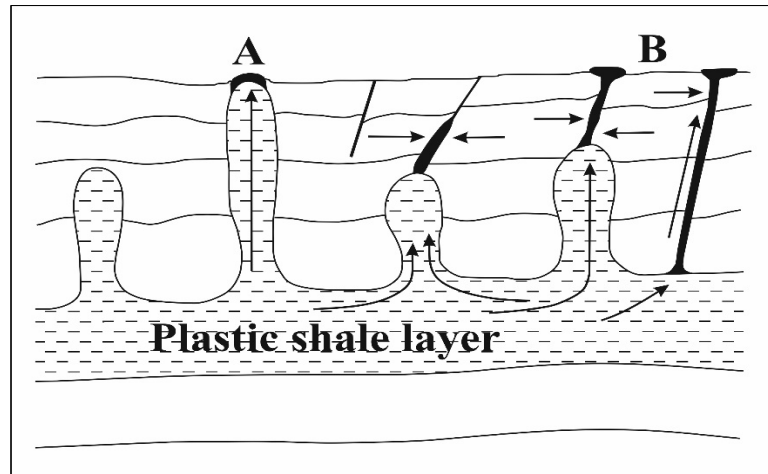


Fig. I-21 : Schéma des deux mécanismes principaux formant les volcans de boue : A- diapir d'argile perçant le plancher océanique ; B- diatrèmes formés par la remontée de sédiments fluidifiés le long de fractures (Milkov, 2000).

## b. Carbonates authigènes

Les sites d'échappements de fluides sont souvent caractérisés par la précipitation importante de carbonates qui produisent des concrétions et/ou édifices (dallages, des tours ou des dômes), d'où le minéral commun formé est souvent la micrite de diagenèse précoce, du ciment aragonitique fibreux et de l'aragonite microcristalline de calcite magnésienne ou de la dolomite parfois abondante localement (Aloisi *et al.*, 2000) évoluée vers une forme cristalline de type *cemenstone* (calclutite au sens de Flüggel, 2010) au cours de leur histoire diagénitque. Ces carbonates sont composés principalement de Calcite magnésienne, de Calcite poikilotopique, d'Aragonite, de Dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), de Glendonite, de Sidérite ou Sidérose ( $\text{FeCO}_3$ ), de Rhodochrosite ou Diallagite ( $\text{MnCO}_3$ ) ; et d'Ankerite  $\text{Ca}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Mn}^{2+})(\text{CO}_3)_2$  (Hovland *et al.*, 1987 ; Ritger *et al.*, 1987 ; Roberts et Aharon, 1994 ; Ferrel et Aharon, 1994 ; Von Rad *et al.*, 1996 ; Stakes *et al.*, 1999 ; Aloisi *et al.*, 2000), contiennent de microfaune. Dans certains cas, ils contiennent des inclusions de marnes. L'ankérite correspondrait à une phase tardive de circulation de fluides profonds (Gay, 2002). Le manganèse est facilement réduit par les composés organiques (Stone *et al.*, 1994). Dans certains cas, Le Mn dissout ( $\text{Mn}^{2+}$ ) peut au lieu

de diffuser vers le haut, atteindre l'équilibre avec une phase carbonatée et être enfoui dans le sédiment profond (Nealson, 1997 ; Lovley et al., 2004).

Plusieurs critères pour classer les édifices carbonatés, on cite critère de dimension, de morphologie, de minéralogie, de comportement diagénétique (origine et genèse) et leur temps de croissance par rapport aux dépôts de la roche encaissante (Martin-Calle, 1984 ; Sellés-martinez, 1996 ; Raiswell, 1971, 1987, 1988 ; Gay, 2002 ; Marchel et Pirrie, 2013 ; Sun et al., 2020). La distribution et la géométrie de ces édifices carbonatés sont contrôlée par la bathymétrie (Luth et al., 1999 ; Peckmann et al., 2001).

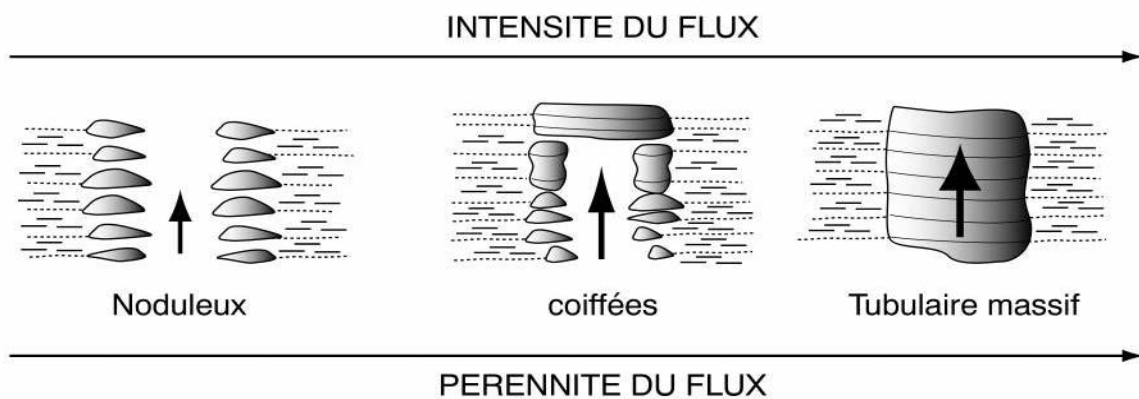


Fig. I-22 : Schéma représentant le type de conduit carbonaté en fonction du flux de fluides et de sa pérennité. Le flux serait croissant depuis les conduits noduleux vers les conduits tubulaires massifs (Gay, 2002).

Nous distinguons trois catégories (types) suivantes :

- **Concrétion nodulaire**

Les concrétions nodulaires se présentent sous plusieurs formes (Henningsmoen, 1974 ; Zhan et al., 2016) et tailles : lentilles, nodules et/ou pseudonodules, sphéroïdales, ellipsoïdales, discoïdales et septariennes, en forme de disque et de forme irrégulière isolées et /ou coalescentes, allant quelques centimètres à plusieurs décimètres de diamètre, d'une manière dispersée ou alignée parallèlement au plan de la stratification. Leur genèse est syn-sédimentaire (syngénétique) ou encore diagénétique par rapport au dépôt de la roche encaissante (Raiswell, 1971, 1987, 1988 ; Lash et Blood David, 2004). Sellés-martínez (1996) suggère que la

déformation de la roche encaissante autour de la concrétion est due à leur croissance et au degré de la compaction. L'organisation concentrique des nodules pourrait être due à une remobilisation des éléments par les fluides et cristallisation à des distances croissantes du centre du conduit (Gay, 2002).

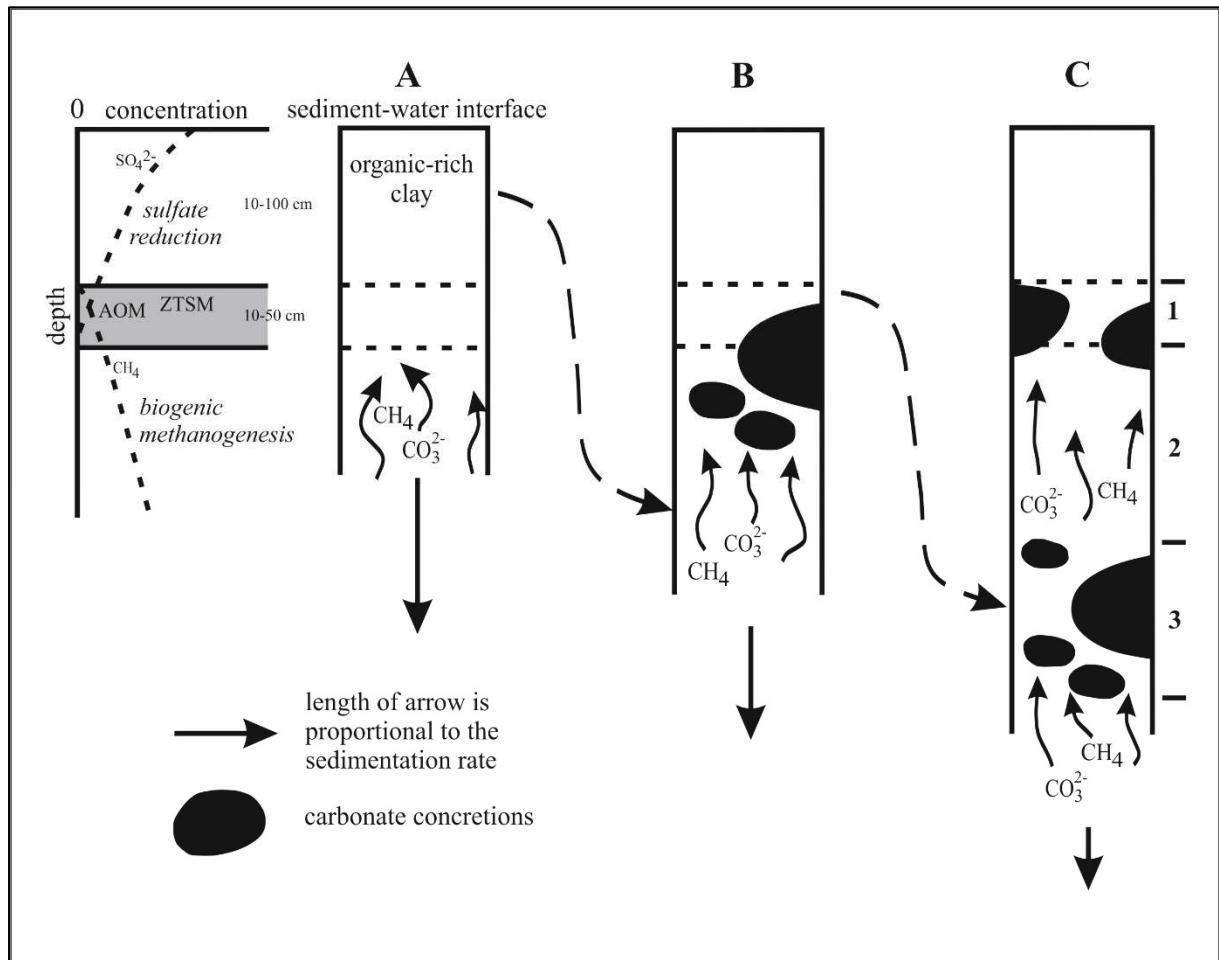


Fig. I-23 : Une représentation schématique du rôle inféré au taux de sédimentation (et subsidence) dans la croissance des concrétions de carbonate par oxydation anaérobie du méthane (modifié par Raiswell, 1987, 1988). La colonne gauche montre les zones diagénétiques dans les sédiments anaérobiques ; AOM = zone d'oxydation anaérobie du méthane. La profondeur et l'épaisseur de la zone d'AOM sont basées sur Raiswell (1987) et des références dans celles-ci. Colonne A : les taux de sédimentation et de subsidence sont plus élevés pour transporter les sédiments à travers la zone de l'AOM trop rapidement pour permettre un peu plus que la précipitation diffuse du  $\text{CaCO}_3$  diagénétique. Colonne B : un taux de sédimentation réduit permet de développer des concrétions dans une zone relativement large lorsque le sédiment passe lentement dans la zone de l'AOM (par exemple, l'horizon de béton inférieur dans le schiste Rhinestreet et le niveau 3 dans la colonne C). Colonne C : une cessation proche ou totale de la sédimentation (passage très lent des sédiments dans la zone de l'AOM) entraîne la formation d'un horizon à concrétions étroit (par exemple, l'horizon de concrétion supérieur dans le schiste Rhinestreet et le niveau 1 dans la colonne C). Le niveau 2 de la colonne C reflète une augmentation du taux de sédimentation (et de subsidence) après la formation de l'horizon à concrétions représenté par le niveau 3.

- **Concrétion tubulaire (Cheminé et/ou *pipe-rock*)**

Les concrétions tubulaires ont une forme de Cheminé et/ou *pipe-rock* qui correspond à une structure verticale, à sub-verticale, légèrement inclinée, qui recourent perpendiculairement la stratification des marnes et/ou argiles (Fig. I-24), avec une longueur pouvant atteindre jusqu'à 1 mètre et un diamètre allant de quelques millimètres à quelques centimètres.



Fig. I-24 : Pipe rock formé à partir des Concrétions tubulaires carbonatées : **A-** exemple de Bassin du Sud-Est, France, **B-** exemple de Cap Turnagain, île Nord Nouvelle-Zélande (In [Favier, 2015](#) ; **C, D, E,** et **F-** exemple de Le champ de la rivière Enza, Apennines Nord, Italie ([Oppo et al., 2015](#) ; [Viola et al., 2015](#)))

La plupart des concrétions tubulaire présentent localement des trous centraux cylindriques et/ou entièrement cimentés avec un cœur minéralisé qui correspond au conduit central, parfois une même concrétion peut posséder deux conduits soit deux circulations de fluides au sein d'une concrétion tubulaire ([Favier, 2015](#)). Le processus de circulation de fluide s'amorce par la circulation d'un fluide sous la forme gazeuse de type  $\text{CH}_4$  jusqu'à des expressions de surface (bioconstruction) ([Luth et al., 1999](#) ; [Peckmann et al., 2001](#) ; [Nyman et al., 2010](#) ; [Favier, 2015](#) ; [Oppo et al., 2015](#) ; [Viola et al., 2015](#) ; [Liang et al., 2016](#)). Cette circulation permet la formation de concrétion tubulaire carbonatée, lorsque ce fluide a précipité tout le strontium sous la forme

de strontianite, il devient saturé en Calcium (Ca) et précipite de la calcite (Gay, 2002 ; Favier, 2015). En fonction de l'orientation du tube, des dépôts de pellets se retrouvent cimentés par de la calcite (Favier, 2015).

- **Concrétion stratiforme**

Les concrétions stratiformes se produisent sous forme des bandes, des dalles, des tours et des lits massifs de carbonate intercalés dans la marne hôte. Ils sont d'une épaisseur varie de quelques millimètres à quelques centimètres, avec une extension latérale limitée (quelques mètres), dont les surfaces externes des dalles sont probablement bioturbées par des invertébrés (Oppo et al., 2015 ; Sun et al., 2020). Les concrétions stratiformes indiquent un sens latéral de migration des fluides (Dela Pierre et al., 2010 ; Viola et al., 2015). Dans la nature, ces concrétions se présentent soit amalgamées ou superposées, associée avec des failles (e.g., Nemra et al., 2019).

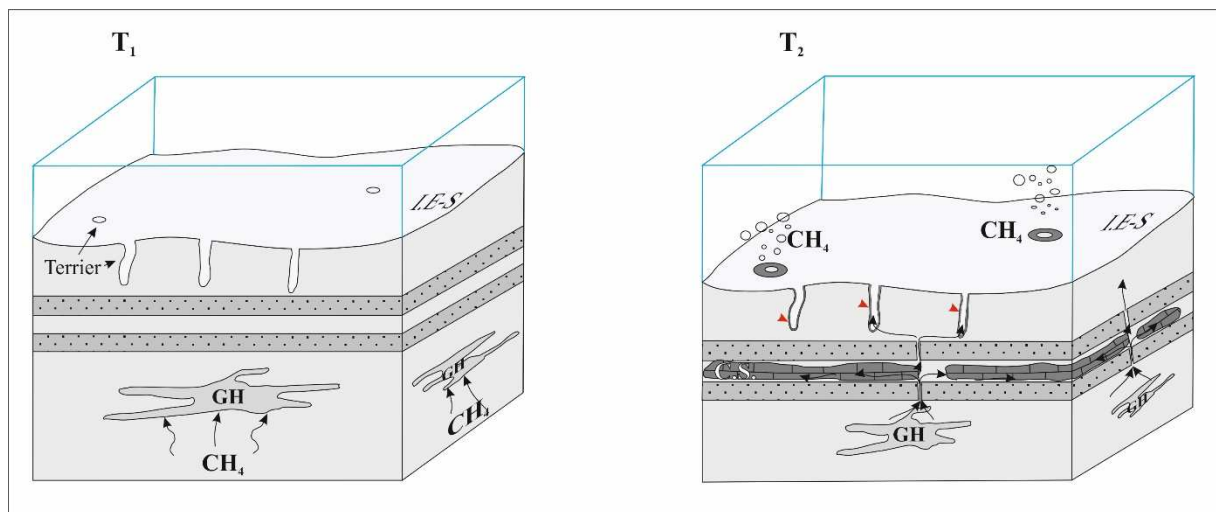


Fig. I-25 : Les étapes de formation des concrétions stratiformes carbonatées (Dela Pierre et al., 2010 modifié) : T<sub>1</sub>- Accumulation des hydrates de gaz méthane, T<sub>2</sub>- dissolution des hydrates de gaz méthane et formation des carbonates (MDAC) par l'oxydation anaérobie du méthane en concrétions stratiformes et dans les parois intérieures de terriers (flèche rouge) (GH : Gaz Hydraté, CS : Concrétions Stratiformes, IE-S : Interfaces Eau-Sédiment)

### c. Failles polygonales

Les failles polygonales sont des failles à faible rejet vertical (<20 m) qui définissent en plan un réseau de polygones contigus dont la maille est de 1 à 3 km près de la surface, parfois dessinant une cuvette sur le fond de la mer. Elles jouent un rôle primordial sur le comportement

rhéologique de la colonne sédimentaire, pendant son enfouissement permettant aux fluides superficiels et profonds de migrer et s'échapper sur le fond de la mer (Ho et al., 2016) lors de l'inversion et de l'exhumation du bassin.

L'expulsion précoce des fluides interstitiels par le *dewatering* pendant l'enfouissement superficiel génère des conduits initiaux suivant un réseau de failles polygonales, la nature des sédiments sur la pente, la taille des grains et leur arrangement peuvent avoir un effet prépondérant sur les processus de compaction superficiels qui conduisent à la formation d'un réseau de fractures polygonal (Gay, 2002). Il semblerait donc que les paramètres intrinsèques des sédiments jouent un rôle sur la répartition des failles.

A partir de la fin des années 90, l'utilisation plus large de la sismique 3D, avec un espacement inter-profil de 25 m (voire 12.5 m) a permis de mettre en évidence que ces failles dessinent un véritable réseau polygonal sur chaque horizon affecté (Cartwright et Lonergan, 1996). Des études récentes, menées dans la Mer du Nord en utilisant les données de sismiques 3D, montrent que l'espacement entre ces failles, leur orientation et leur longueur varient en fonction de l'intervalle stratigraphique (Lonergan et al., 1998).

#### **d. Sulfures**

La réduction des sulfates se produit dans les sédiments marins tant que les eaux interstitielles contiennent des sulfates et de la matière organique consommable par les bactéries. Comme présentées, ces réactions libèrent des ions de sulfures ( $\text{HS}^-$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ), du Ni et du  $\text{Fe}^{2+}$ . Ces ions se combinent pour former un minéral métastable : greigite ou mackinawite ( $\text{FeS}$ ) et millerite ( $\text{NiS}$ ), qui deviendra stable minéralogiquement par transformation en pyrite ( $\text{FeS}_2$ ) ou marcasite ( $\text{FeS}_2$ ), bravoite ( $\text{FeNiCoS}_2$ ), violarite ( $\text{Ni}_2\text{FeS}_4$ ) et bornite ou érubescite ( $\text{Cu}_5\text{FeS}_4$ ) (Poulton et al., 2004 ; Riedinger et al., 2017).

Une des voies de formation de la pyrite dans les milieux sédimentaires peuplés de bactéries est l'incorporation d'un atome de Soufre avec une valence de zéro à la greigite en milieu réducteur à proximité d'un milieu où les conditions ne sont pas ou peu réductrices pour avoir du  $\text{S}_0$ . Ceci explique que les minéraux de pyrite se forment plus facilement et sont plus gros (forme de framboïdes ; e.g., Berner, 1970 ; Canfield et Raiswell, 1991 ; Lovley et al., 1991 ; Wilkin et Barnes, 1996 ; 1997a, 1997b ; Lovley et al., 2004) dans les sédiments où le front redox est à proximité de l'interface eau-sédiment. La quantité de pyrite est donc proportionnelle à la quantité de la matière organique dans le milieu. La couleur des sédiments riches en matière

organique est souvent sombre (Baudin *et al.*, 2007). La pigmentation est due à la présence de fer finement dispersés dans un milieu bien plus qu'à la présence de la matière organique.

#### **e. Fer ooïdal**

La structure est oolithique. Chaque oolithe est formée de couches concentriques de limonite plus ou moins argileuse autour d'un ou de deux centres, qui peuvent être des résidus de chlorite, ou de sidérite, très rarement un reste organique (échinodermes, articles de crinoïdes, petits gastéropodes). La surface en est lisse, brillante et de couleur brune à jaune-rouge (Tamain, [en ligne]). Des grands gisements contemporains de formations de fer ooïdal de type "Minette", qui ont aussi une origine de suintement, témoignent d'une activité hydrothermale occasionnelle mais répandue le long de la marge nord-ouest du Gondwana durant une bonne partie du Dévonien (Aitken *et al.*, 2002)



Fig. I-26 : Photos de fer ooïdal sous forme des concrétions dans les Grès de Gara Djebilet (Emsien, Dévonien inférieur, Bassin de Tindouf)

L'analyse des oolithes isolées donne 53% de Fer. Le ciment qui les réunit est un mélange de calcaire, d'argile, de silicates de fer, voire de sidérite ; il devient siliceux par une plus grande prédominance des grains de quartz mélangés ; tantôt blanc, tantôt gris noirâtre, tantôt brun, tantôt vert, il est peroxydé et devient jaunâtre aux affleurement. Au point de vue minéralogique, la limonite est plus abondante des minéraux, les autres étant représentés par la sidérite, chlorite, chamosite, et l'hématite. (Tamain, [en ligne])



**Tableau I-2** : Tableau récapitulatif des marqueurs de la migration et de l’expulsion des fluides et leurs origines

Les marqueurs de la migration et de l’expulsion des fluides		Origine	Biologique	Sédimentologique	Structural
Les marqueurs sur le fond	Pockmarks				X
	Volcans de boue			X	X
	Mud mounds	X		X	
	Communautés biologiques	X			
	Slumps (glissement gravitaire massif)			X	X
	Cône in cône			X	
Les marqueurs dans la colonne sédimentaire	Mud diapir			X	X
	Les failles polygonales				X
	Les carbonates authigènes	X		X	
	Les sulfures	X		X	
	Fer oöidal	X		X	

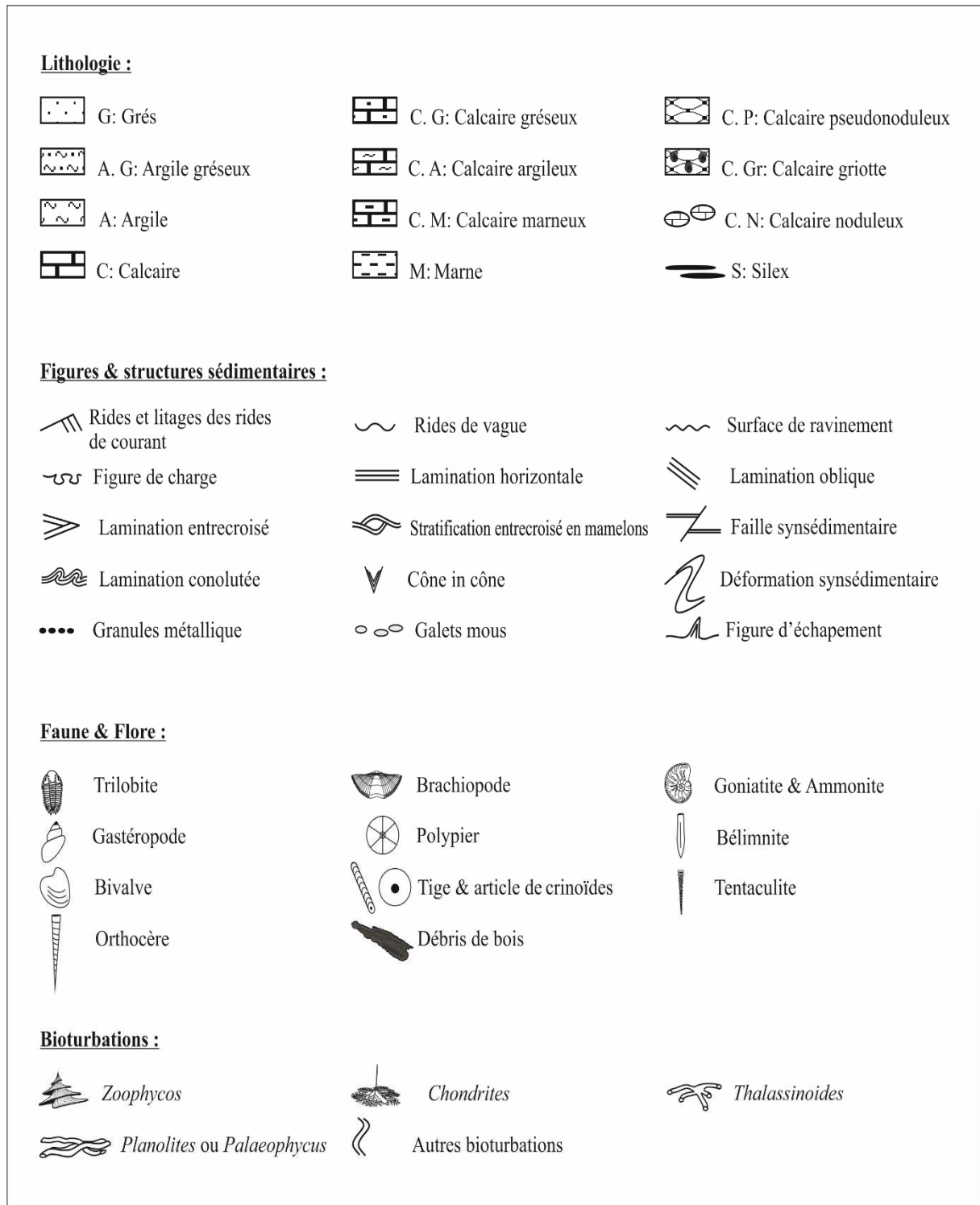


Fig. I-27 : Légende des figures et symboles utilisés (lithologie, figures sédimentaires, fossiles et traces fossiles) lors des descriptions lithologiques des coupes étudiées.

**– DEUXIEME PARTIE –**

**DEVONIEN**

## INTRODUCTION

Le Sahara algérien occupe la majeure partie de la superficie du pays, et se situe au Sud de la flexure sud-atlasique correspondant à une plateforme avec domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. Cette morphostructure s'étale sur une vaste étendue à faibles reliefs, percée à l'Ouest par le craton ouest africain (Reguibat) et vers l'Est le bouclier Tergui (Hoggar) qui constituent de véritables fenêtres laissant apparaître en surface des roches cristallophylliennes, magmatiques, volcanique et volcano-sédimentaire du Précambrien formant le socle (Fabre, 1983). Cette aire désertique est essentiellement paléozoïque, matérialisée par une puissante couverture sédimentaire qui est faiblement plissée, repose par discordance hétérolithique sur le socle, dont l'âge des strates s'échelonne du Cambrien au Permien. Cette plateforme a été structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins fermés lors de la formation de la Pangée, et surmontés par des terrains subhorizontaux du Méso-Cénozoïque, avec un grand intérêt économique représenté par des substances minières et des hydrocarbures emmagasinés dans les réservoirs silico-clastiques du Cambro-Ordovicien, du Siluro-Dévonien, du Carbonifère et même du Trias Inférieur.

La chaîne d'Ougarta située dans la partie nord-occidentale du Sahara algérien, a toujours été considérée comme une contrée à vocation minière, et cela par sa richesse en cuivre, en manganèse et en fer. Cette région a attiré l'attention des nombreux géologues qui ont étudié les événements paléozoïques responsables de ces dépôts, depuis la moitié du XIX<sup>ème</sup> siècle. Gomez-Silva et al. (1963), Massa et al. (1965) et Bastien et al. (1965) qui ont permis de définir la nomenclature lithostratigraphique de la Saoura. L'aspect structural des monts de l'Ougarta a été abordé par Donzeau (1971a, 1971b, 1983), Colomb et Donzeau (1974) en se basant sur les structures de type *kink bands*. Chikhaoui (1974) fut parmi les premiers algériens qui ont travaillé dans l'Ougarta avec ses études sur les ignimbrites et les roches basique du Précambrien supérieur. Plus tard, Hervouet et Duée (1996) donnent une interprétation tectonique sur la chaîne de l'Ougarta tout en s'appuyant sur l'imagerie satellitaire, et distinguent cinq unités structurales.

La qualité des affleurements et la richesse du Dévonien de la Saoura en faune ont poussé des nombreux chercheurs de l'aborder par son côté paléontologique et stratigraphique. Nous pourrions citer à titre exemples les travaux de Douvillé (1902) présentant des échantillons de fossiles, de Flamand (1896 à 1905) signalant des terrains dévoniens rencontrés dans l'Ouest du

Sahara algérien, de Haug (1906) qui attribua l'âge Dévonien supérieur aux argiles à faunes récoltées par Gautier (1906), de Menchikoff (1930 à 1952) et ses travaux consacrés au Dévonien de la Saoura et de sa faune, de Alimen et al. (1952) et leur synthèse sur la chaîne de l'Ougarta, sans oublier les travaux de Petter (1957) sur les Goniatites dévoniennes, de Le Maître (1952, 1954 et 1957) et son inventaire de la faune du Dévonien inférieur de la Saoura, de Legrand (1961 à 1985a et b) qui a étudié le Dévonien du Sahara algérien, et sa contribution au découpage bio-lithostratigraphique du Dévonien de l'Ougarta, de Casier (1983, 1985 et 1986) qui a étudié les ostracodes du Dévonien de la Saoura, et de Göddertz (1987) sur les Goniatites et Conodontes du Dévonien. Par la suite, Boumendjel et al. (1997) présentent travail de synthèse sur Dévonien de la chaîne de l'Ougarta.

A partir de la fin des années 90, le Dévonien des monts de l'Ougarta est devenu un laboratoire pédagogique aux différentes recherches des universités algériennes et étrangères, nombreux travaux (publications, mémoires et thèses) notamment ceux de sédimentologie (Maâche, 1987 ; Mekahli et al., 2000 ; Abbache, 2001 ; Benhamou et al., 2004 ; Aït Ouali, 2007a, 2007b ; Hamdidouche, 2009 ; Benachour, 2011 ; Elhadj, 2011 ; Ouali Mehadji et al., 2011a, 2011b ; Ouali Mehadji et al., 2012 ; Ouali Mehadji et Bouterfa, 2015 ; Abbache et al., 2019 ; Abbache, 2019), de paléontologie ; Brachiopodes (Ouali Mehadji, 2004 ; Ouali Mehadji et al., 2004), Coraux (Besseghier, 2014), Trilobites (Khaldi, 2014 ; Khaldi et al., 2015 ; Crônier et al., 2016), même la microfaune ; Ostracodes (Maillet, 2013 ; Maillet et al., 2013), et Conodontes (Tandjaoui-Arif, 2014 ; Mahboubi, 2015 ; Mahboubi et Gatovsky, 2015), sans oublier le travail de Akkouche (2007) sur l'application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières, le travail de Malti (2012) et Krim (2012) sur le passage Dévonien-Carbonifère dans l'Ougarta et le travail de Mekkaoui (2015) sur le magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala (Daoura, Monts de l'Ougarta, Sud-Ouest, Algérie). Pour la première fois, l'ichnofaciès à *Nereites* pour les formations d'âge Famennien terminal a été reconnue (Bendella, 2004) et réétudié plus tard (Bendella, 2012 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014). Limam et al. (2021) ont défini l'ichnofaciès à *Cruziana* pour la formation du Chefar el Ahmar.

Cette partie est réservée à étudier les traces fossiles retrouvées et l'évolution éthologique des organismes en contexte de paléo-circulation des fluides dans les sédiments du Dévonien de la vallée de Saoura (Secteur "km 30"), afin de définir les environnements sédimentaires et les interactions possibles.

## CHAPITRE IV

### CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

#### IV.1. CADRE PHYSIQUE

Au sud des derniers reliefs atlasiques d'origine alpine et au-delà des derniers conforts atlasiques de la haute Zousfana, se dressent les chaînes paléozoïques sahariennes (Fig. II-2), structurées par la phase stéphano-autunienne de l'orogénèse hercynienne (Fabre, 1976, 2005). Les monts de l'Ougarta, vaste territoire paléozoïque nommé par Gautier (1906), forment un arc de cercle avec les massifs de l'Anti Atlas marocain auxquels ils se raccordent au Nord-Ouest, et les reliefs de Bled El Mass, Azzel Matti au Sud Est et du Tanezrouft au Sud-Ouest.

Ces monts s'étendent sur une longueur d'environ 450 km pour une largeur de 200km. Du point de vue géomorphologique, la chaîne d'Ougarta est formée de monticules ne dépassant pas les 700 m d'altitude et de vastes dépressions, elle est bordée au Nord Est et à l'Est par le Grand Erg Occidental. Au Nord-Ouest et au Nord, elle s'enfonce sous les Hamada crétacés et tertiaires du Kem Kem, du Guir qui masquent son raccord avec l'Anti-atlas marocain et le bassin carbonifère (Bechar-Abadla), tandis qu'à l'Ouest et au Sud-Ouest, elle est limitée par la Hamada du Draa, l'Erg Chech et l'Erg Iguidi. Au Sud Est, elle disparaît sous les couches crétacées du Touat (Fig. II-2).

Allongée suivant une direction Nord Ouest – Sud Est, la chaîne d'Ougarta est représentée par deux faisceaux de plis épousant la même direction d'allongement traversés en certains endroits par des roches magmatiques basiques (Fabre, 2005 ; Mekkaoui, 2015), séparés par Erg Eraoui :

- Un faisceau septentrional (faisceau de la Saoura) englobe les Djebels Guettara–Bet Touaris, Bou Kbaïssat, Nif El Khroufi et les reliefs de Kerzaz (Sebkha El Melah), formé d'anticlinaux à axe Nord Ouest–Sud Est qui permettent l'affleurement des terrains cambro-ordovicien, et des synclinaux de même direction favorisant l'affleurement des séries siluriennes, dévoniennes et carbonifères inférieur.

- Un faisceau méridional (faisceau de la Daoura) appelé aussi Kahal Tabelbala, situé à l'aplomb de la suture panafricaine, regroupant les Djebels Ben Tadjine, la structure de l'oued Damrane, le Kahal Tabelbala, où affleurent les terrains cambro-ordoviciens.

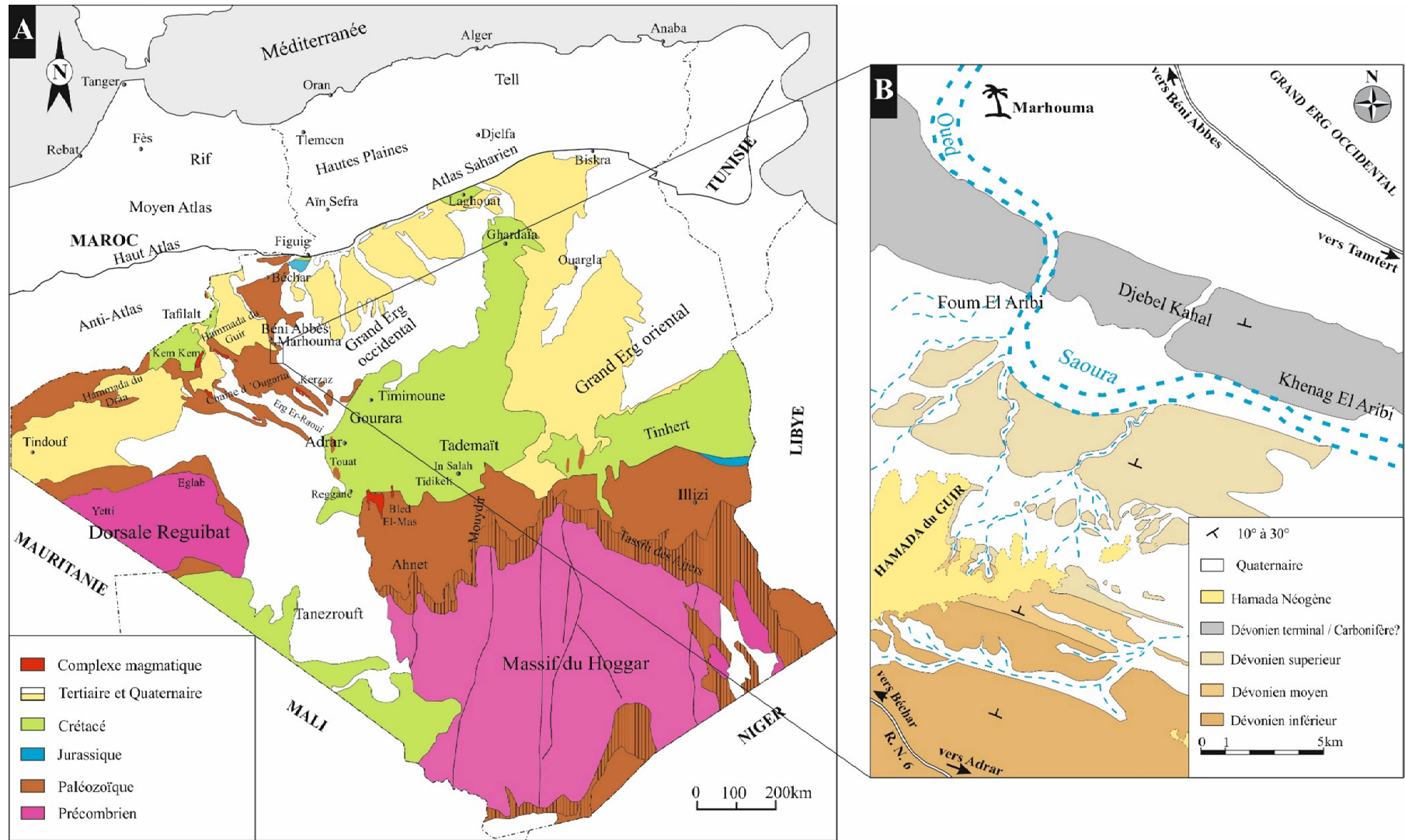


Fig. II-1 : **A-** Carte de situation géographique et géologique de la chaîne d' Ougarta (d' après la carte géologique de l' Algérie 1/2000000 (ASAL, simplifiée)) ; **B-** affleurements dévoniens dans des environs de Béni-Abbès (Extrait de la carte géologique d' Ougatra 1/200000, modifiée).

Biorurbation en contexte de Paléo-émission de fluides dans les séries du Dévonien de la Saoura (Sahara algérien) et du Jurassique (passage Dogger-Malm) des Monts du Nador (domaine pré-atlasique) : inventaire, interactions et implications

Les monts de l'Ougarta correspondent à une chaîne intra-cratonique qui n'a pas encore livré tous ses secrets. Ils auraient pris naissance sur une zone subsidente qui a fonctionné dès le Cambrien sur l'ancienne suture océanique bordant le craton ouest africain. La disposition singulière de l'Ougarta permet de la comparer aux édifices de type aulacogène, tels que définis par Shatsky (*In Fabre, 1976 ; Collomb et Donzeau, 1974*) : une structure allongée de type rift contrôlée par des fractures du socle.

Le socle des monts d'Ougarta affleure à la faveur de boutonnières où l'on observe principalement des formations ignimbrtiques (Djebel Bou Kbaïssset, *Collomb et Donzeau, 1974*) et molassiques panafricaines. Les formations sédimentaires qui constituent le corps des monts d'Ougarta (des black-shales, des grès et des calcaires déposés sans interruption jusqu'au Carbonifère), reposent sur un matériel volcano-sédimentaire d'âge précambrien constitué de grès arkosiques de la base du Cambrien (*Fabre, 1976 ; Aït Kaci, 1990*). Cinq mégaséquences de deuxième ordre ont été définies depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien (*Fekirine et Abdellah, 1998 ; Zazoun et al., 2004*). Dans ce contexte la puissance de la couverture sédimentaire paléozoïque (plus de 5000m ; *Perron et al., 2018 ; Perron, 2019*) a permis de suggérer un modèle de sillon subsident (*Donzeau, 1974 ; Hervouet et Duée, 1996*).

Par leur position péri-cratonique, les monts de l'Ougarta sont impliqués dans l'histoire panafricaine ; résultat d'une collision entre deux domaines continentaux à marges différentes, la bordure Est du craton ouest africain, considérée comme une marge passive, et celle active du domaine panafricain.

La vallée de la Saoura, enserrée entre le Grand Erg et les Chaînes d'Ougarta, est géologiquement liée à ces dernières. Le secteur d'étude connu par le vocable "km 30", se trouve à 30 km au Sud de la ville de Beni Abbés et à 5 km de l'oasis de Marhouma, traversé par la route nationale N° 6 reliant Bechar à Adrar (Fig. II-2). Les affleurements du Dévonien sont situés au Sud de la Hamada du Guir, Les affleurements sert à nos jours de référence pour les corrélations lithostratigraphiques du Dévonien en Afrique du Nord.

## **IV.2. ASPECT STRUCTURAL DE LA CHAINE D'OUGARTA**

À l'échelle régionale, Les monts de l'Ougarta se situent sur le tracé linéamentaire récent du Tibesti (*Guiraud et al., 2000 ; Ouali Mehadjji et al., 2016*). Ce linéament se prolonge sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar. Il s'agit d'une transformante du rift vallée, jalonné de manifestations magmatiques (*Mekkaoui, 2015*).



À l'échelle de l'Afrique nord occidentale, les monts de l'Ougarta occupent une place particulière dans l'architecture structurale de l'Afrique nord occidentale. Il est admis qu'ils sont situés sur le tracé d'une zone de suture entre le vieux craton ouest africain et le domaine panafricain. Cette ligne s'étend depuis l'Anti-Atlas, jusqu'au bassin du Burkina-Fasso, en passant par la bordure occidentale du Hoggar et l'Adrar des Ifforas (Mekkaoui, 2015).

À l'échelle locale, les monts de l'Ougarta sont limités au Nord- Est par le tracé de l'anomalie gravimétrique de la Saoura (SGA) et au Sud-Ouest par une importante faille, Faille Sud ougartienne, qui se prolonge vers l'Anti Atlas par AAMF « *Anti-Atlas Major Fault* », (Ennih et Liégeois, 2001), qui le scinder en occidental de l'Anti-Atlas central et oriental.

L'ensemble de la couverture sédimentaire du Paléozoïque de l'Ougarta est plissé. Les flexures sont liées au rejeu en failles inverses de fractures du socle, et se traduisent par la présence de plis en genou dont l'ampleur s'échelonne du kilomètre à la dizaine de kilomètres, et de « kink-bands » (Donzeau, 1971a ; Collomb et Donzeau, 1974 ; Zazoun et al., 2004). Les plis présentent deux directions majeures, Nord Ouest–Sud Est dite « Ougartienne » et Est-Ouest (Menchikoff et al., 1952 ; Donzeau, 1972). Ces systèmes de grands plis ouverts sont recoupés par des failles perpendiculaires d'orientation NE-SW.

Les monts d'Ougarta se développent à l'aplomb d'une zone fortement subsidente. Au Paléozoïque, le Cambro-Ordovicien et le Siluro-Dévonien ont une épaisseur de près de cinq fois supérieure par rapport aux autres secteurs de la plate-forme saharienne. Le contexte géodynamique de l'Ougarta pourrait donc être celui d'un domaine ou d'un bassin lié à l'effondrement de la chaîne, qui s'est développé à l'aplomb de la suture panafricaine (Donzeau, 1974 ; Collomb et Donzeau, 1974 ; Hervouet et Duée, 1996). Les plissements qui affectent les séries paléozoïques de l'Ougarta ont commencé au Viséen (orogénèse hercynienne) (Fabre, 1976), et l'édification s'est achevée au Permien, bien après l'Autunien (Donzeau et al., 1981). Les témoins des manifestations alpines demeurent restreints et se traduisent par des fracturations affectant la couverture tertiaire (hamada) et quaternaire.

L'évolution structurale post-infracambrienne, pré-hercynienne est complexe et hétérogène. Elle est dominée par des processus de réactivation transpressive et transtensive locale, aboutissant à une interaction complexe entre champs de contraintes intraplaques et la géométrie des systèmes de faille préexistants. Cette évolution semble faire suite à un phénomène d'inversion tectonique d'anciennes structures du socle (Donzeau, 1971b, 1972). Des rejeux des structures ont également eu lieu localement au Crétacé (Aït-Kaci, 1990).

### IV.3. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU DEVONIEN DE LA SAOURA

Le travail de synthèse de Boumendjel et *al.*, (1997), sur la base des résultats antérieurs des divers auteurs notamment Flamand (1911), Menchikoff (1930 à 1936), Alimen et *al.*, (1952), Bastien (1967), Bastien et *al.*, (1965), Fabre (1976, 1983, 2005), Legrand (1962, 1967, 1968, 1977, 1985) et Le Maître (1952), et actualisés par les résultats des faunes récoltées, a permis une meilleure définition des formations lithostratigraphiques du Dévonien de l'Ougarta dont les limites physiques différaient d'un auteur à l'autre.

Le passage Silurien-Dévonien se fait dans les argiles de formation d'Oued Ali sans discontinuité. La limite Siluro-Dévonien se place dans la partie basale du membre supérieur de cette formation, soulignée par l'apparition de *Monograptus uniformis uniformis* (Legrand, 1977, 1985), qui est une espèce index de la base du Lochkovien, impliquant un large Dévonien basal pour une large partie du membre supérieur.

#### IV.3.1. Formation de Zeimlet

Cette formation fut définie par Legrand (1962). Elle débute au-dessus du niveau à *Scyphocrinites* et se termine sous la première dalle de calcaire à orthocère de la formation de Saheb el Djir. Concernant les épaisseurs de cette formation, elle est évaluée à 150 m dans la coupe de Dkhissa et à 170 m dans la coupe de Oued Ali (Boumendjel et *al.*, 1997). Cette formation est généralement silteuse avec des intercalations décimétriques de grès micacés et parfois même de rares petits bancs calcaires à galets silteux sont signalés.

Legrand (1977) proposa à la formation de Zeimlet un âge Lochkovien inférieur *pro parte* (Zone à *Monograptus uniformis uniformis*). Cette attribution a été confirmée par celle à Chitinozoaires (Zone à *Eisenachitina bohémica*) par Boumendjel et Paris, (1997) et des trilobites avec la présence de *Warburgella regulosa maura* et *Acastella jaquemonti* (Morzadec, 1997).

#### IV.3.2. Formation de Saheb el Djir

Elle commence par une barre de calcaire à orthocères et se termine sous les premiers niveaux de grès de la formation de Dkhissa (Legrand, 1977 ; Boumenjel et *al.*, 1997). Elle est essentiellement argileuse, renfermant quelques bancs pluri-décimétriques de calcaire bioclastique, ainsi que des nodules et des sphéroïdes siliceux ou carbonates, sa puissance est estimée à environ 230 m.

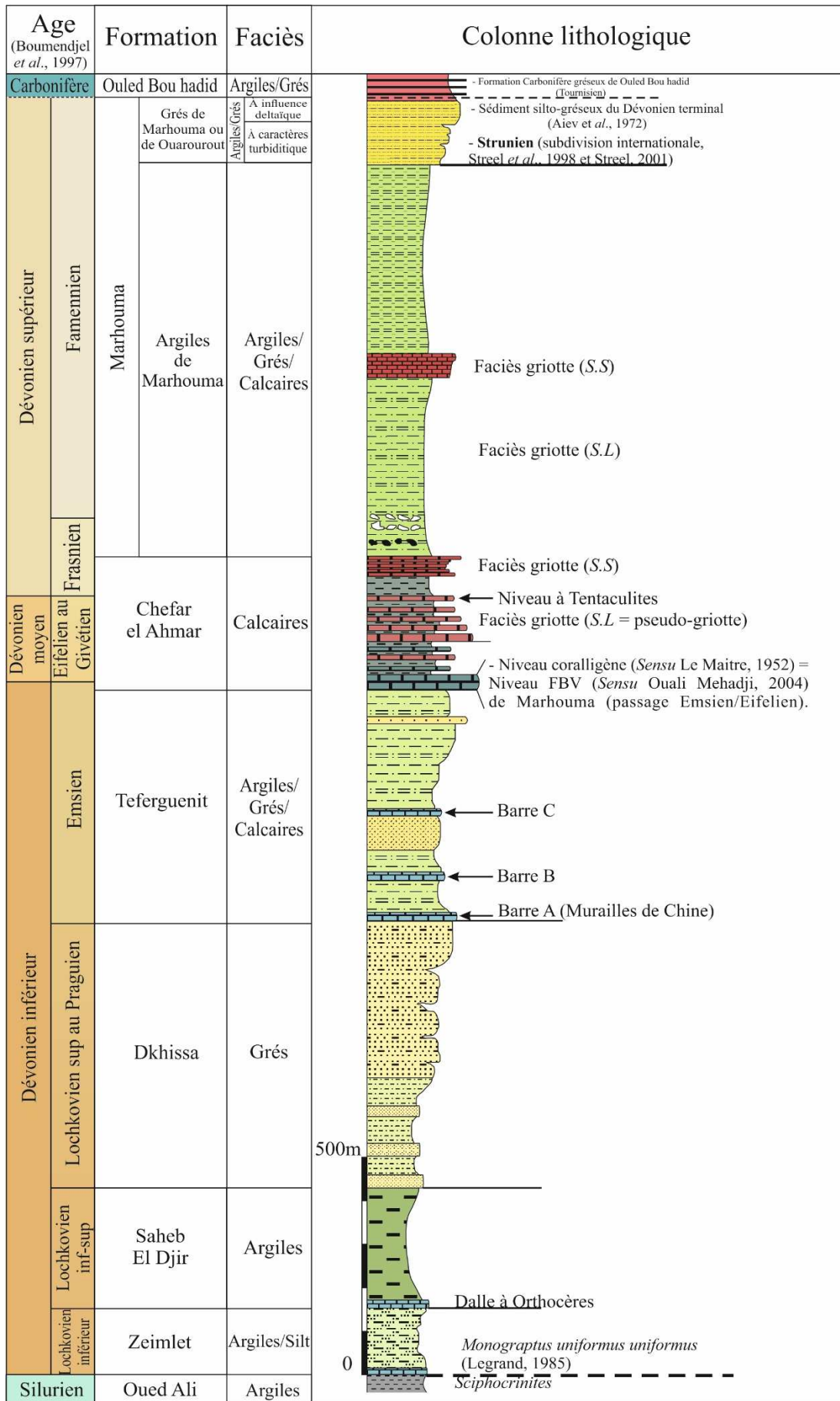


Fig. II-2 : Coupe de référence du Dévonien de Marhouma "km 30" (In Bastien, 1967).

Legrand (1967, 1977) donne un âge Lochkovien inférieur et supérieur *pro-parte* (zone à *Monograptus uniformis uniformis* et à *Monograptus hercynicus*) pour cette formation. Cette attribution est confirmée par la persistance de la zone à *Eisenackitina bohemika* des Chitinozoaires (Boumenjel et al., 1997). La présence du brachiopode *Lanceomyonia borealiformis* ? (Brice, 1997) et du trilobite *Acastella levis* (Morzadec, 1997) concordent avec cet âge Lochkovien.

### IV.3.3. Formation du Dkhissa

La formation du Dkhissa fut définie par Bastien (1967), Elle débute par une barre gréseuse surmontant une combe argileuse de la formation de Saheb el Djir. Son sommet se trouve sous la barre de calcaire dénommée par les géologues pétroliers "Muraille de Chine" (*sensu* Poueyto, 1965) ou "barre A".

Elle est essentiellement argilo-gréso-calcaire, d'une puissance totale variant de 340 à 400 m environ. Le travail de synthèse de Boumenjel et al. (1997) a permis de réviser le découpage lithologique de Legrand (1965, 1967, 1983) tout en proposant un autre découpage en trois membres :

- Le membre inférieur (210 m) à dominance silteuse et admettant de rares niveaux carbonatés, pluri-décimétriques, et des barres de grès à épaisseur métrique avec la présence d'un niveau de grès argileux « en boules » de taille pluri-métrique.
- Le membre moyen (50 m) essentiellement arénacé (grès quartziteux, grès en plaquettes, grès chloriteux...).
- Le membre supérieur (150 m) silteux et comprenant des intercalations pluri-décimétriques gréseuses et carbonatées.

Un âge lochkovien *pro parte*-Praguien est attribué à cette formation, dont la limite entre ces deux étages se trouve au sommet du membre moyen (Boumendjel et al., 1997) soulignée par le genre *Cingulochitina*. L'occurrence du Tabulé *Cleistopora geometrica* dans le membre inférieur de cette formation attribue un âge Lochkovien supérieur pour cette formation (Plusquellec, 1997) et par l'association des Trilobites *Protacanthina robusticostata* et *Parahomalonotus diablinitianus* (Morzadec, 1997). Les brachiopodes confirment cette attribution avec *Hysterolites* cf. *gandli* ; l'espèce *gandli* apparaît au Praguien (Gourvenec, 1997). La base du membre supérieur contient des espèces du Praguien comme *Brachyspirifer* (*Torosospirifer*) *rousseaui* et *Acrospirifer primaevus* (Gourvenec, 1997).

#### IV.3.4. Formation de Teferguenit

D'une épaisseur estimée à environ 410 m, la formation de Teferguenit débute à la base de la barre calcaire appelée "Muraille de Chine" (ou barre "A") et se termine sous les calcaires marneux et grès calcaireux connus sous le nom de "banc coralligène" (*sensu* Le Maître, 1952) dénommé le FBV (*Sensu* Ouali Mehadji, 2004).

Cette formation a été subdivisée en deux membres (Boumendjel et al., 1997) :

- Un membre inférieur (160m) contient trois barres de calcaire, nommées A, B et C, riches en faune notamment en coquilles d'orthocères et goniatites, et séparées par d'épaisses combes argileuses à intercalations gréseuses admettant des figures hydrodynamiques entre les Barres "B" et "C".

- Un membre supérieur (250 m) débute au sommet de la Barre "C" et se termine au-dessous du FBV. Il est constitué de combes argileuses à passés silteuses et de niveaux gréseux à épaisseur irrégulières (décamétrique à métrique) parfois riches en tiges d'encrines. Vers le sommet, les grès sont à ciment carbonaté ce qui leur donne un aspect ruiniforme (Ouali Mehadji, 2004) et s'alternent avec de minces bancs de calcaire argileux.

La formation de Teferguenit est datée dans l'intervalle Praguien supérieur *pro parte* (présence de *Nowakia acuaria* dans la barre "Muraille de Chine" (Lardeux, 1997 *In* Boumendjel et al., 1997) – Emsien supérieur *pro parte* (*Bursachitina riclonensis*) (Boumendjel et al., 1997). Le membre inférieur, pour l'essentiel appartient à l'Emsien inférieur et le membre supérieur correspond à la majeure partie de l'Emsien supérieur (Boumendjel et al., 1997).

#### IV.3.5. Formation de Chefar el Ahmar

Ce terme, introduit dans différents rapports internes établis par des géologues pétroliers (Poueyto, 1965 ; Bastien et al., 1965). La formation de Chefar el Ahmar débute par le "niveau coralligène" *sensu* Le Maître (1952), redéfini en "niveau à faune benthique variée" (FBV) par Ouali Mehadji, (2004) et se termine avec la dernière barre de calcaires argileux de type "Griotte" exposée à l'extrémité de la Hamada de Chefar el Ahmar, dont l'épaisseur est évaluée à 160 m. La lithologie de cette formation est essentiellement marno-calcaire renfermant quelques minces niveaux gréseux. Les calcaires sont noduleux et riches en goniatites.

La base de la formation est d'âge Emsien supérieur signalé par la présence du Céphalopde dont *Anarcestes lateseptatus* et l'association des polypiers *Pleurodictyum crassum* et *Paracleistopora smythi* (Plusquellec, 1997). Toutefois, le passage Emsien supérieur / Eifelien

(Dévonien inférieur/ Dévonien moyen) s'effectue juste au-dessus de niveau FBV (Göddertz, 1987 ; Boumenjel et al., 1997 ; Tandjaoui-Arif, 2014). Cette formation se termine dans le Frasnien inférieur avec les conodontes de la Zone *asymmetricus* inférieure (Göddertz, 1987 ; Mahboubi, 2015 ; Mahboubi et Gatovsky, 2015).

#### IV.3.6. Formation des Argiles de Marhouma

Ce terme, comme le précédent, a été introduit par les géologues pétroliers (Poueyto, 1965 ; Bastien et al., 1965). Elle fut appelée aussi "Formation des Argiles de Tamertasset" par Legrand (1967). Cette formation est argilo-gréseux-carbonatée. Les argiles sont intercalées par des sphéroïdes carbonatées (faciès noduleux au sens large) qui évoluent vers le sommet en bancs bien distincts de calcaire noduleux dénommé "Griottes".

Petter (1957) et Boumendjel et al. (1997) attribuent la partie carbonatée de cette formation au Famennien. En 2012, Malti subdivisa la formation des "Argiles de Marhouma" en quatre membres, et sur la base d'une faune de goniatites en comparaison avec les zones à ammonoïdes en Allemagne, elle identifie des niveaux allant du Farsnien I? jusqu'au Famennien VI.

#### IV.3.7. Formation des Grés de Marhouma

Cette formation est essentiellement silico-clastique, attribué au Famennien terminal et représentée comme une alternance argilo-gréseuse, riche en figures hydrodynamiques et rare fossiles et traces fossiles (Bendella, 2012). Elle est comprise entre deux discontinuités, une basale matérialisée par un ravinement et une sommitale caractérisée par la superposition de barres gréseuses à surface supérieure ferrugineuse et à rides dissymétriques. De même que la formation précédente, celle-ci présente des similitudes et des différences entre les secteurs.

Dans l'Ougarta, le passage du Dévono-Carbonifère a été marqué par la réapparition d'un niveau calcaire ("niveau Conrad") et l'apparition des *Gattendorfia* (In Malti, 2012), des conodontes *Polygnathus communis*, *Pseudopolygnathus dentilineata*, *Siphonodella sulcata* (Weyant, 1985 In Malti, 2012). Ces derniers conodontes définissent la limite biostratigraphique du Dévono-Carbonifère en Europe (House, 2002 In Felix et al., 2004).

## CHAPITRE V

# CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE

### V.1. LITHOSTRATIGRAPHIE

La coupe levée dans la région de Marhouma à environ 3 km au N-E de la localité "km30" de la route nationale N°6 qui relie Bechar à Adrar. Elle s'organise depuis Le sommet de La formation de Teferguenit jusqu'à La formation des Grés de Marhoum. Les couches plongent vers le NNE avec un pendage largement varié.

La coupe commencée par des bancs centimétrique (0.05 à 0.10m) de calcaire très riche en brachiopodes accompagnés des articles, tiges de crinoïdes, des polypiers et des *Zoophycos* (Fig. II-18-A).

#### V.1.1. Formation de Chefar el Ahmar

La lithologie de cette formation est essentiellement marno-calcaire renfermant quelques minces niveaux gréseux. Elle débute par le niveau FBV qui correspond à une alternance irrégulière (11,80m) marno-calcaire plus ou moins stratocroissante à fines passées gréseuses d'aspect ruiniforme. Les bancs calcaires d'épaisseur décimétrique, sont micritique de texture packstone à entroques, de couleur grise à verdâtre et à faune variée, dont des brachiopodes bien conservés, des polypiers, des trilobites, et des tiges de crinoïdes. Une bioturbation caractérise le banc du premier niveau sous forme de *Zoophycos* (Fig. II-18-B) et de *Chondrites* dans les niveaux médianes. Vers le sommet de ce paquet se succèdent des niveaux à forte concentration bioclastique (polypiers et crinoïdes) qui sont clôturés par les dernières dalles à Brachiopodes, Trilobites et Polypiers qui forment le toit du FBV. Les interbancs marneux sont décimétriques rarement métriques, de couleur grise ou verte, parfois indurées et à faune bien conservée (trilobites et brachiopodes).

Au-dessus du niveau FBV, l'essentiel de la formation Chefar el Ahmar, commence par 1m de marne, suivi d'un banc de calcaire gris verdâtre à rougeâtre pseudonoduleux, épais de 0,20m, avec une coquille de *Goniatites* et *Bivalves*, sur lequel une alternance irrégulière plus ou moins serrée d'environ 20m verdâtre et rougeâtre, d'argile d'épaisseur d'ordre métrique, contient des *goniatites*, parfois des joints alternés avec les calcaires pseudonoduleux violacé, décimétrique, à surface bioturbée (à des *Zoophycos* et *Chondrites*) (Fig. II-13 ; Fig. II-18), devenant noduleux

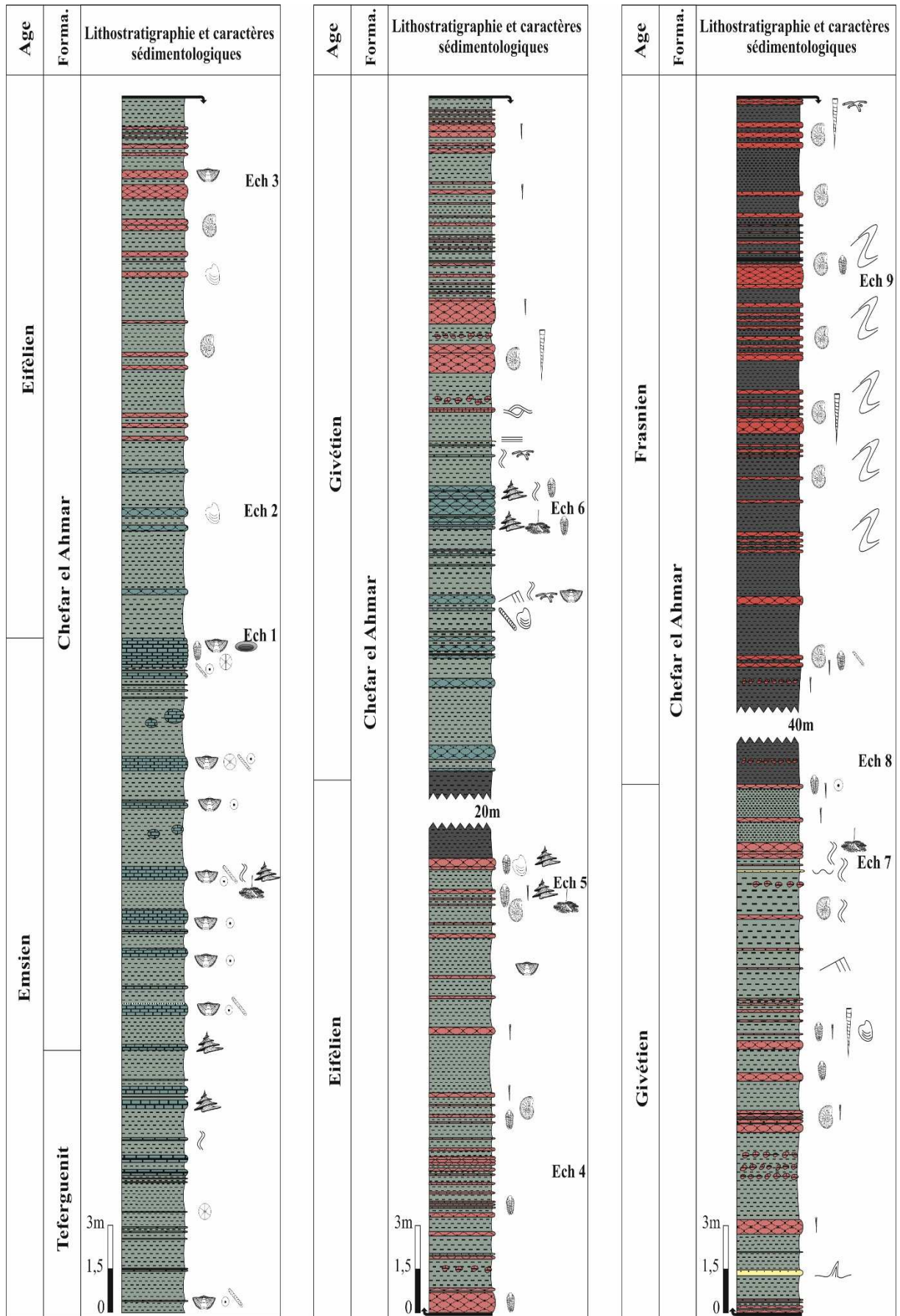


Fig. II-3 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur Marhoma (km30).



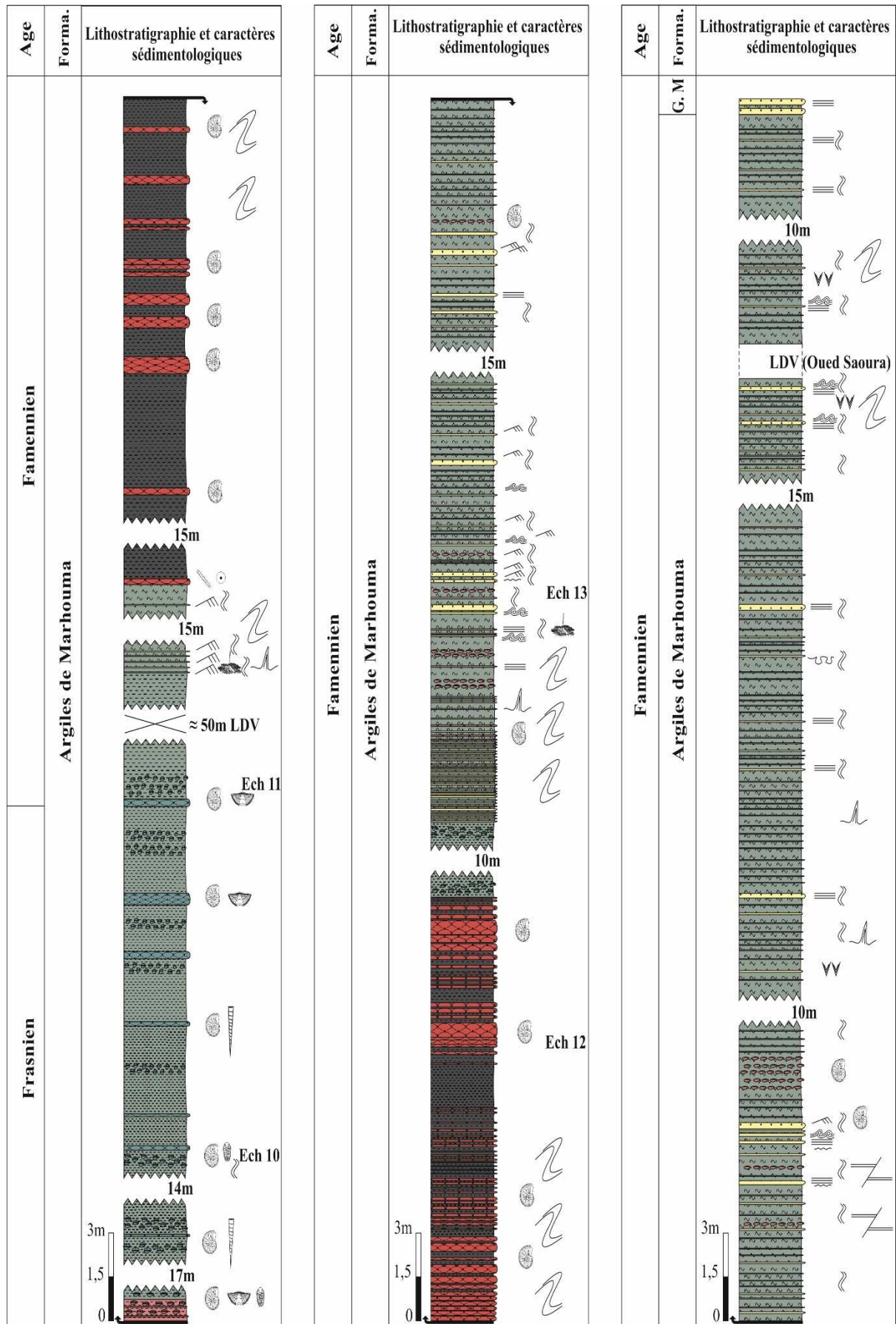


Fig. II-4 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur Marhouma (km30) (suite).  
(G.M = Grès de Marhouma)

vers les derniers mètres, à des Goniatites, Brachiopodes, Bivalves, articles et tiges de Crinoïdes, Trilobites et Gastéropodes. En effet, nous notons la présence de nodules noirs et nodules de calcaire vert à gris de diamètre centimétrique emballés dans des argiles.

Cette alternance est clôturée par une 20m d'argile verte à passées de niveaux d'argile noires (Fig. II-5-B, et Fig. II-7-E), et de fines passées de silts bruns. Sur cette combe argileuse une alternance irrégulière marno-calcaire sur une épaisseur 50m, avec des marnes en niveaux centimétriques à métriques, jaunâtres, à nodules de calcaires gris à vert, continues ou dispersées. Les bancs calcaires sont gris verdâtres, rougeâtre et se présentent en plaquettes à leur base et deviennent gréseux vers le sommet dans la partie inférieure de cette alternance. Ils s'effritent en fonction des laminations obliques en mamelons (*HCS*) et des litages de rides. Vers la partie sommitale les calcaires sont rougeâtres pseudonoduleux à noduleux dénommés pseudo-griotte d'épaisseur centimétriques à décimétriques alternants avec des intervalles marneux stratodécroissants, à des nodules et fines passées calcaires, parfois des passées de niveaux d'argile noirâtre, et se termine par un niveau de 0,15m d'épaisseur à Tentaculites. Des *Zoophycos*, *Chondrites* et *Nereites missouriensis*, quelques rares Orthocères, Goniatites, Bivalves, Brachiopodes et Tentaculites, des fragments de Trilobite et des granules de pyrite millimétriques ont été observés.

L'alternance est interrompue par des bancs gréseux jaunâtres à rougeâtres de 0,20m à des stratification horizontales, rides de vagues, des terriers horizontaux : *Alcyonidiopsis*, *?Balanoglossites*, *Thalassinoides*, *Palaeophycus* et des pistes *Nereites missouriensis*, *Neonereites biserialis* (Fig. II-13-A ; Fig. II-16-A ; Fig. II-17-A, B) et des structures de charge (Fig. II-8-C), surmontée par une importante combe marneuse d'environ 40m à des niveaux noirâtres renferme en abondance des sphéroïdes de nature carbonatée (Fig. II-9-C), dispersées, de diamètre variant de 0,15 à 0,35m, coiffée par le premier banc des calcaires griottes (0,40m) à Goniatites. C'est la première alternance des calcaires griottes dans notre coupe. Il s'agit de calcaires griottes, bien développé et représentés par une alternance d'épaisseur d'environ 20m, rougeâtre (lie-de-vin sous l'effet du taux élevé du fer ferrique), très rapproché de calcaire noduleux d'épaisseur variable, fortement bioturbés, à tentaculites, rares trilobites et brachiopodes et des argiles rougeâtres feuilletées à aspect schisteux plus ou moins indurée à rare nodules centimétriques dispersés dans les argiles. Au sein de cette alternance, on note la présence de deux grandes barres slumpés de calcaires noduleux (Fig. II-5-F), séparé par un niveau marneux (1m d'épaisseur) de couleur grisâtre à rougeâtre. La surface supérieure de



Fig. II-5 : Des photos panoramiques de la formation de Chefar el Ahmar : **A-** Vue d'ensemble de la partie basale de la formation de Chefar el Ahmar ; **B-** Vue d'ensemble de combe argileuse à niveau noirâtre ; **C-** Vue panoramique de partie supérieure de la formation de Chefar el Ahmar ; **D-** partie inférieure de calcaires pseudo-griottes ; **E-** partie supérieure de calcaires pseudo-griottes ; **F-** Vue d'ensemble des calcaires griottes slumpés de la formation de Chefar el Ahmar.

ces barres est sculptée, ocre rouge, ferrugineuse très riche en faune telle que des goniatites, trilobites, et brachiopodes de petite taille, la surface basales est colonisée par de nombreuses traces fossiles de type *Thalassinoides*.

Au-dessus de calcaires griottes, on a une couche d'argiles feuilletées rouges à nodules interstratifiées et parfois dispersés. Ces argiles se présentent en intercalation avec rares horizons centimétriques silteux et des nodules calcaires stratifiers bioturbés et contenant de rare goniatites, marquant le début de la formation des "Argiles de Marhouma".

### **V.1.2. Formation des Argiles de Marhouma**

Cette formation est caractérisée par une puissante masse argileuse à des calcaires en nodules et en bancs centimétriques à la base. Vers le sommet, des bancs gréseux centimétriques à décimétriques. Elle est commencée par une couche de quelques mètres (environ 5m) d'argile feuilletée silteux rouge à fines passées de plaquettes de silts et du calcaire noduleux. Les nodules calcaires, rouges, micritique riches en bioclastes, intercalés avec des passées de silts rouges. Puis une épaisse masse argileuse étale sur 45m de couleur gris-verdâtre renfermant des calcaires noduleux et pseudonoduleux à teinte gris-verdâtres, contenant des Goniatites, des Trilobites, des Orthocères, et des Brachiopodes. Les calcaires pseudonoduleux s'organisent en bancs tabulaires et concordants à des épaisseurs irrégulières. Les nodules sont parfois argileux de couleur gris-noirâtres avec un diamètre qui peut atteindre 0,20m interstratifiés en bancs discontinus avec quelques niveaux minces de siltstones rouges. En effet nous notons quelques passées millimétriques des argiles noirâtres s'observent.

Ensuite, cette masse est suivie par une lacune de visibilité (environ de 50m) à causes des alluvions récentes et l'activité pédogénèse, chapotée par une alternance irrégulière sur 15m d'argile gris d'aspect schisteux et de grès fins verte à jaune, à lamination horizontal et rides de courant abimées par des structures biogéniques sédimentaires de types *Chondrites* et *Nereites* (Fig. II-14-G), et les structures d'échappement de fluide en quelques endroits (Fig. II-10-B), puis le facies carbonaté réapparaît par le premier banc des calcaires griottes à des tiges de Crinoïdes (0,15m) (Fig. II-10-C). C'est la deuxième alternance des calcaires griottes dans notre coupe (Fig. II-6-E et F). Il s'agit d'une alternance irrégulière marno-calcaires d'épaisseurs d'environ 40m. Les marnes sont d'aspect schisteux de couleur rouge sombre, avec une stratonomie décroissante, d'ordre métrique à décimétrique, deviennent de simples joints entre les calcaires.

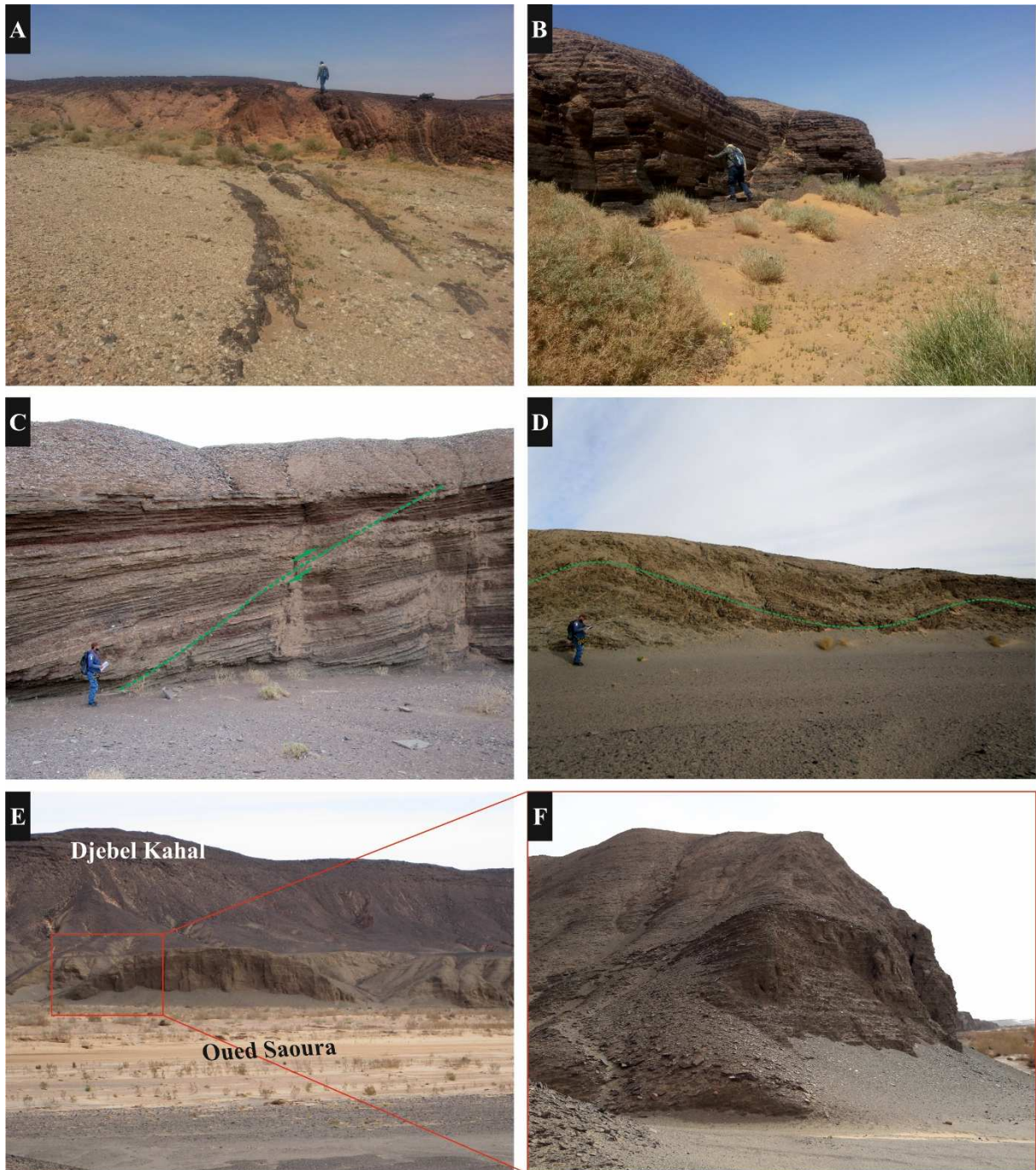


Fig. II-6 : Des photos panoramiques de la formation des Argiles de Marhouma : **A**- ensemble inférieur slumpé de calcaires griottes ; **B**- Vue d'ensemble de la partie supérieure de calcaires griottes ; **C** et **D**- Vue d'ensemble de la partie médiane affectée par des failles synsedimentaires et slumps (ligne vert) ; **E**- Vue d'ensemble de la partie supérieure de la Formation ; **F**- détail de E.

Les calcaires sont pseudonoduleux à noduleux, en bancs centimétriques, stratocroissants de teinte verdâtre à la base devenant rougeâtre (lie-de-vin) au milieu. Vers le sommet les bancs calcaires sont noduleux plus ou moins argileux, et deviennent très rapprochés, séparés par des interlits argileux (0,05m). Dans la partie basale, on note également la présence des slumps (Fig. II-6-A).

Sur cette deuxième barre de calcaire griotte, une alternance irrégulière grésopélitique agencée de façon rythmique, apparaît sous forme d'alternance irrégulière verdâtre de grès, des silts et des argiles d'aspect schisteuse, bariolée, interrompue par des niveaux minces (0,03m) de nodule noire, d'oxydes de manganèse et d'hydrocarbures minéralisés (= *migrabitumen* ; [Ouali Mehadji et al., 2018](#)) (Fig. II-12-D), et perturbée de temps à autre par des lentilles calcaires à structure de cône-in-cône. Cette entité lithologique débute par une alternance argilo-gréseuse plus au moins régulière, serrés à la base devenant espacé vers le sommet, interrompue par d'hydrocarbures minéralisés à la base, et affectée par des slumps (Fig. II-10-E, Fig. II-11-A). Les argiles sont bariolées ayant un aspect schisteux, s'alterne avec des grès fins à moyens, parfois légèrement carbonatés centimétrique stratocroissants (de 5 à 15cm) de couleur grisâtres et jaunâtre à la patine et verdâtres à la cassure, présentent à la base des figures d'affouillement (*flute casts*), et des figures d'objets trainés (*groove casts*) (Fig. II-11-C,D), des laminations parallèles, ondulées et convolutées (Fig. II-11-E) à l'interface, alors que la surface supérieure est souvent modelée par des rides de courant. Cette alternance est marquée par la présence des figures d'échappement de fluides (Fig. II-10-D) et l'abondance de traces fossiles épi et hypoichnia. Elle est coiffée par une dalle de grès marron foncé, à base irrégulière, de ravinement et surface supérieure à des rides lingoïdales, bioturbées par des traces fossiles généralement horizontales (Dalle à *Nerietes*, *Sensu* [Bendella, 2012](#)). Cette dalle est surmontée par une autre alternance de 25m similaire à celle précédente, affectée par des failles inverses (Fig. II-6-C) et clôturée par une dalle de grès marrons à base irrégulière et surface supérieure à des rides lingoïdales (Fig. II-11-F) et des goniatites, abimées à la base et au sommet par des traces fossiles généralement horizontales (Dalle à *Megagraption et Protopaleodictyon*, *Sensu* [Bendella, 2012](#)).

Au-dessus de cette dernière dalle, les argiles pélitiques prennent de l'ampleur avec d'abord 2m d'argiles finement feuilletés à des niveaux carbonatés sous forme des nodules de couleur lie-de-vin, fossilifères, riches en goniatites surmontée par des alternances irrégulières grésopélitiques, à grés fins, en bancs centimétriques souvent stratocroissants, à figures de charge (*load casts*), des laminations horizontales, des laminations convolutées (Fig. II-12-C) des rides

lingoïdales, des rides chevauchantes forment un litage de rides grimpantes "*climbing ripple lamination*", des figures d'échappement de fluides, des déformations synsédimentaires (*slumps*) (Fig. II-12-A) ainsi que des traces d'organismes.

Certaines strates gréseuses montrent des termes de la séquence de Bouma (1962), représentées généralement par des suites tronquées ( $T_{a-b-c}$ ) et d'autres rabougries ( $T_{b-c-e}$ ), ainsi que des niveaux de cône-in-cône de taille considérable (20 à 40cm) clôturent des niveaux minces (0.03m) boudinés de couleur rosâtre (Fig. II-12- E, F) en certains endroits.

La coupe s'achève par les premiers bancs gréseux qui marquent le début de la formation des "Grés de Marhouma".

## V.2. SEDIMENTOLOGIE

L'analyse sédimentologique des dépôts de la série étudiée, dans le secteur de km 30, a permis de définir faciès sédimentaires, basés sur l'épaisseur, la texture, les structures sédimentaires, le contenu faunistique et ichnologique identifiés sur le terrain. Ces faciès sont ensuite regroupés en associations de faciès reflétant à la fois des processus de dépôts, la dynamique sédimentaire, dans leurs milieux de dépôts et enfin les estimations des fluctuations du niveau marin.

### V.2.1. Faciès de rampe médiane

Ce faciès est fréquent surtout dans la partie terminale de formation Teferguenit, dans les parties inférieure et médiane de la formation du Chefar el Ahmar (le niveau FBV inclus). Il s'agit principalement des alternances marno-calcaire avec des passés grés fin. Les calcaires sont pseudo-noduleux, de type biomicrite, occasionnellement biomicrosparite, calcilutite à bioclastes (entroques) (Fig. II-7-B, F ; II-8-A), de texture packstone à wackestone, dominé par des faunes benthiques avec présence ponctuelle d'ammonoïdes. Les figures sédimentaires sont présentées par des laminations variées (horizontales, obliques en mamelons, litages des rides) à l'interface (Fig. Fig. II-7-F ; Fig. II-8-D, E, F ; Fig. II-9-E), et rides de vagues à l'épi-surface (Fig. II-8-E ; Fig. II-9-A). La bioturbation est essentiellement dominée par des traces fossiles post-dépositionnelle, épichnia et endichina avec une faible profondeur de pénétration. Ces calcaires s'alternent avec des niveaux de marnes d'épaisseur centimétrique à décimétrique de couleur grise et verts.

Ce faciès reflète des conditions environnementales avec une énergie hydrodynamique moyenne à élevée (courants de fond actifs, tempêtes, vagues internes,...) dans un environnement marin de plateforme carbonatée (Bourquin et Durand, 2007) de type rampe médiane (*sensu* Ahr, 1973), agitée, attesté par les formes brisées et mal classées des bioclastes et suggère un milieu ouvert. Les passées gréseuses peuvent être considérés comme décharges silico-clastiques provenant du rivage. Les marnes se mettent en place par décantation suite à la diminution de l'énergie hydrodynamique (Allen, 1985 ; Blatt et al., 1980).

Dans ce type de faciès, certain niveau montre des structures d'échappement de fluide en épirelief (Fig. II-7-C). Il s'agit d'une surface supérieure des concrétions tubulaires qui ont une forme de type cheminé et/ou *pipe-rock*, associé à des communautés faunistiques (dernier niveau fossilifère de FBV).



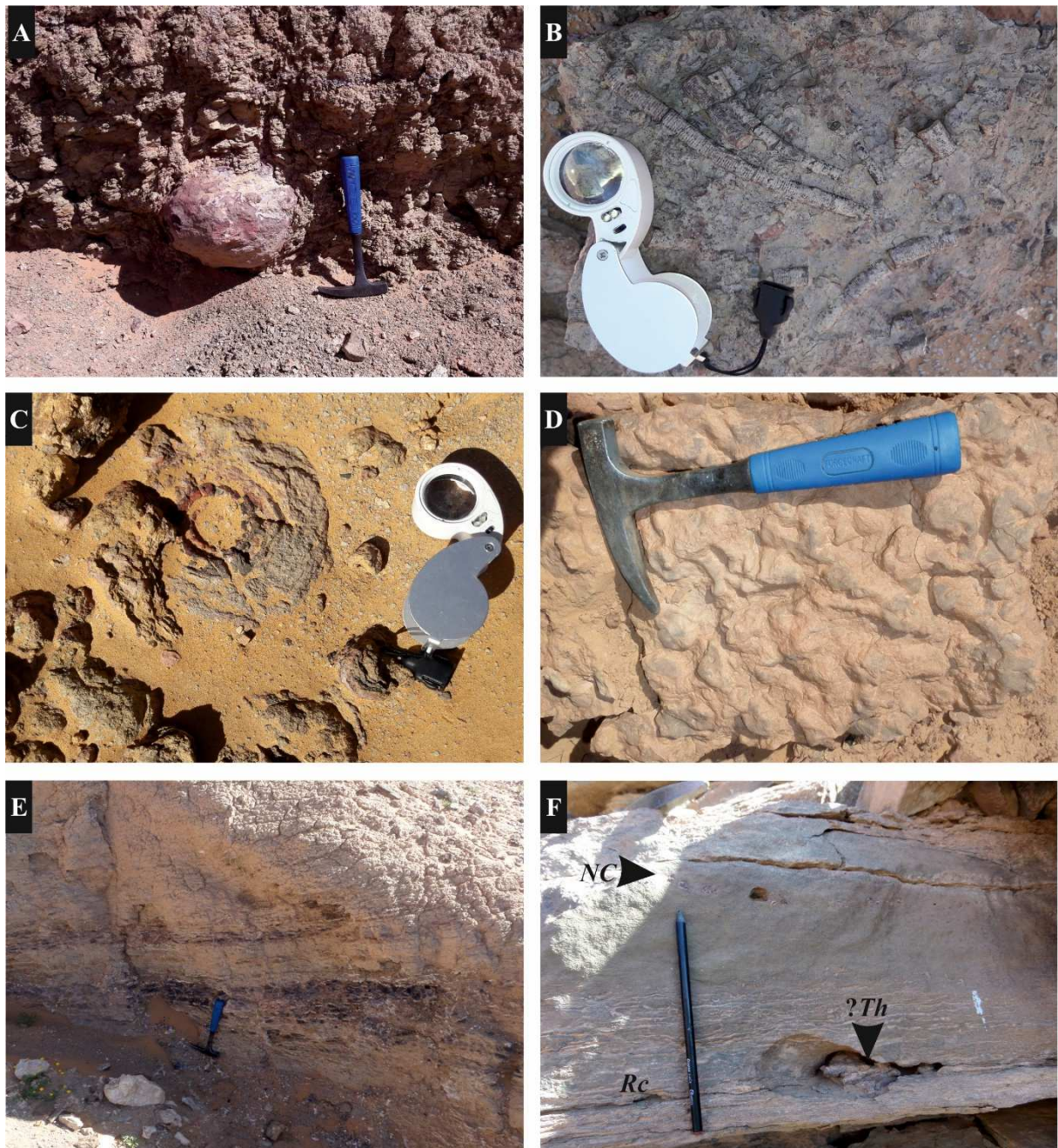


Fig. II-7 : structures sédimentaires de la formation de Chefar el Ahmar : **A-** nodules sphéroïdes calcaire à l'intérieur des marne de la partie inférieure (partie médiane de FBV); **B-** calcaie entroque du FBV; **C-** structures de suintement (*seep*) au toit d' un banc du niveau terminal de FBV ; **D-** structure de charge dans les grés de partie mediane ; **E-** des niveaux noirâtres dans les argiles de la partie mediane ; **F-** Calcaire gréseux dans la partie mediane remontre des litages des rides (*Rc*) entrecoupé par des terriers à la base (?*Th* : *Thalassinoides*), surmonté par un calcaire gréseux à un niveau coquillier mince (*NC*).



Fig. II-8 : **A-** Calcaire verdâtre à entroque et bivalve (flèche rouge) dans la partie médiane de la formation sz Chefar el Ahmar ; **B-** Alternance serrée de calcaire pseudonodulaire à noduleux et de marne de la partie inférieure de Calcaire pseudo-griotte ; **C-** grés à structure de charge ; **D-** Calcaire gréseux à HCS dans le 1<sup>er</sup> niveau de calcaire pseudo-griotte ; **E-** grés à laminations horizontales surmonté par des rides érodées ; **F-** grés à laminations horizontales.

### **V.2.2. Facies de rampe distale**

Les caractéristiques sédimentologiques reflètent les pélagites. Ce faciès est représenté principalement dans la partie médiane et supérieure de la formation du Chefar el Ahmar. Il s'agit des calcaires pseudo-noduleux, rouge, représentés par des biomicrite, de texture mudstone à wackestone, caractérisée par une dominance des faunes pélagiques (tentaculites, goniatites et orthocères) et quelques rares organismes benthiques (crinoïdes, brachiopodes, bivalves et trilobites). Ces calcaires sont souvent intercalés par des marnes gris-verdâtre à noirâtre, et d'épaisses combes argileuses combe d'argiles (Fig. II-7-E), à passées noires (=black shales) de 0,10 à 0,20 m (Fig. II-7-E), des nodules carbonatés de différents taille (Fig. II-9-C, F), des nodules de pyrites et de fines passées de silts bruns à laminations horizontales ou litages de rides de courants qui traduisent des moments de remobilisation par des courants de fond actifs en absence d'apports frais. Elmi et Benest (1978) rapportent les niveaux à septarias à un approfondissement maximal du milieu.

La bioturbation est essentiellement dominée par des traces fossiles épichnia et endichina avec une faible profondeur de pénétration. Les figures sédimentaires sont presque rares à l'exception de certains niveaux qui montrent des structures de charge (*load casts*) (Fig. II-8-C). Ces structures dépendent de la viscosité dynamique des couches et le gradient de liquéfaction (Anketell et al., 1970 ; Alfaro et al., 1997).

Ces calcaires se sont probablement déposés soit dans un environnement marin ouvert ; de plate-forme externe ou de pentes, soit dans un bassin peu profond (Wendt, 1988 ; Wendt et Aigner, 1985) de type vasière. L'association d'organismes benthiques (crinoïdes, brachiopodes, bivalves et trilobites) avec les organismes pélagiques d'eaux profondes (tentaculites, goniatites et orthocères), suggère un milieu de dépôt relativement distal.

Les argiles correspondent à des hémipélagites dans des environnements moyennement profonds, et traduisent une longue période de calme permettant la décantation de particules boueuses dans un environnement calme à épisodes de remaniement. En outre, les argiles noires sont considérées comme des dépôts en phase calme, à l'abri de toute remise en mouvement avec un appauvrissement en oxygène et une accumulation de la matière organique (Baudin et al., 2007, 2017). L'absence de bioturbation et la présence de nodules pyritisée suggèrent des conditions dysoxiques à anoxiques, favorable pour la réduction des sulfates.

Ce type de faciès définit des environnements pélagiques à hémipélagiques situés au-dessous



Fig. II-9 : **A-** grés à rides de vagues ; **B-** calcaire à Tentaculites ; **C-** nodule de calcaire (septaria) dans les argiles de la partie supérieure de la formation de Chefar el Ahmar ; **D-** alternance serrée de calcaires griottes de la formation de Chefar el Ahmar ; **E-** silts à litage des rides dans l'ensemble des calcaires griottes de la formation de Chefar el Ahmar ; **F-** nodule de calcaire (septaria) dans la partie basale de la formation des Argiles de Marhoma.

de la zone d'action des tempêtes, en position de rampe distale ou plate-forme externes (Wright et Burchette, 1996). Allison et Brett (1995) proposent un environnement réducteur pour ce faciès, permettant la prolifération des bactéries anaérobiques et le déclin des organismes benthiques mégascopiques sur l'interface eau-sédiment. Ceci indiquerait des conditions hypoxiques à anoxiques d'après Bond et al. (2004) attesté par l'abondance de pyrite sous forme framboïdale (Mahboubi, 2015) et noduleux.

### V.2.3. Facies du bassin

Ce type de faciès est fréquent surtout dans la formation des Argiles de Marhouma. Il est caractérisé par une alternance monotone de silts/argiles et de grès fins/argiles, généralement sous forme des séquences répétitives, dont celles de Bouma (1962). Les niveaux gréseux sont riches en structures biogéniques et figures de semelles de différente taille de type *groove-casts* (Fig. II-10-E, Fig. II-11-C), *flute-casts* (Fig. II-11-D) et/ou "*load-casts*" (Fig. II-12-B) et présentent des laminations variées (parallèles, ondulées, convolutées, litages de rides) à l'interface (T<sub>b</sub> T<sub>c</sub> T<sub>e</sub>; Fig. II-11-E, Fig. II-12-C). La plupart de ces séquences s'achèvent par des rides linguïdes (Fig. II-11-F) bioturbées.

Ce faciès est mis en place par des phases de décantations (boues, hémipélagites) et de phases à courants turbiditiques peuvent se développer dans un environnement de pente instable (Shanmugam, 2021). En effet, la présence des slumps et des failles synsédimentaire scellées (Fig. II-6-C) parfois s'enregistrent au niveau des axes de déversement des slumps (Fig. II-10-E ; Fig. II-11-A, B ; Fig. II-12-A) Ces déformations sont interprétées comme étant des séismites (Ouali Mehadji et al., 2006) induites par un choc sismique dans les sédiments (Chapron et al., 1999 ; Rodríguez-Pascua et al., 2000, 2003 ; Becker et al., 2002) qui témoignent en faveur d'une conséquence directe de la tectonique ayant affectée le secteur de Marhouma (Aït Ouali et Nadjari, 2006 ; Bendella, 2012 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014). Les chocs sismiques peuvent engendrés des décharges gravitaires et par conséquent les sédiments souples et liquéfiés glissent le long d'un talus instable donnant des structures de déformation synsédimentaire (SSDS) (Moretti et Sabato, 2007 ; Shanmugam, 2017 ; Shanmugam, 2021).

Certains niveaux montrent des structures d'échappement de fluide (Fig. II-10-B, D) piégé dans les sédiments afin d'un hydroplanage (Shanmugam, 2021) sous un choc sismique, et/ou peut être associée à la décomposition des hydrates de méthane (McIver, 1982 ; Paull et al., 1996 ; Kennett et Fackler-Adams, 2000 ; Gay, 2002 ; Durham et al., 2003 ; Maslin et al., 2010 ;

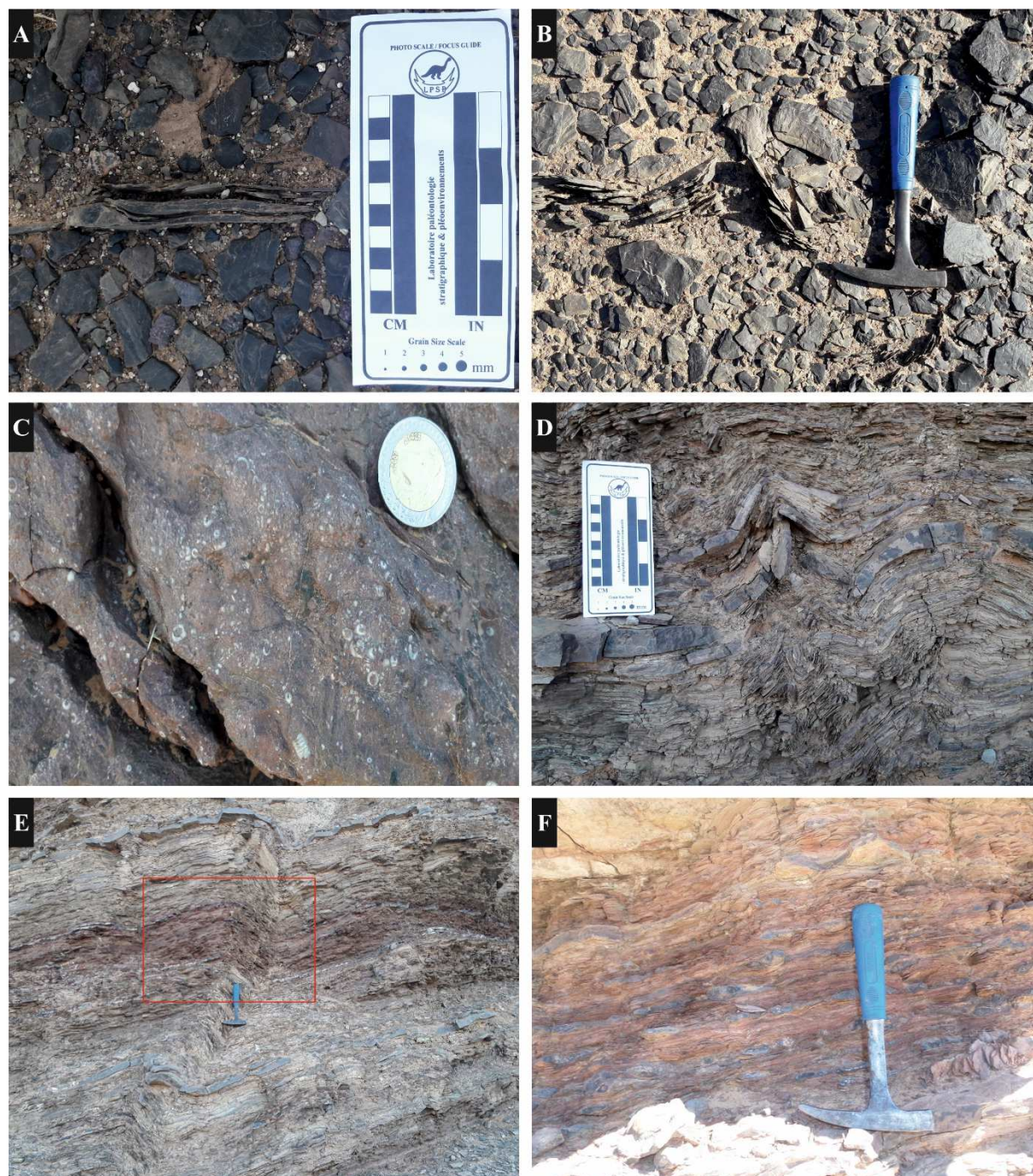


Fig. II-10 : Structures sédimentaires caractéristiques de la formation des Argiles de Marhouma : **A**- rides de courant ; **B** et **D**- structure d'échappement ; **C**- Calcaire à entroque du 1<sup>er</sup> banc de la deuxième barre du calcaire griotte ; **E**- ensemble argileux à passées de calcaires griottes de slumpé dans la partie médiane ; **F**- détail de carré rouge dans la figure E montre des calcaires noduleux.

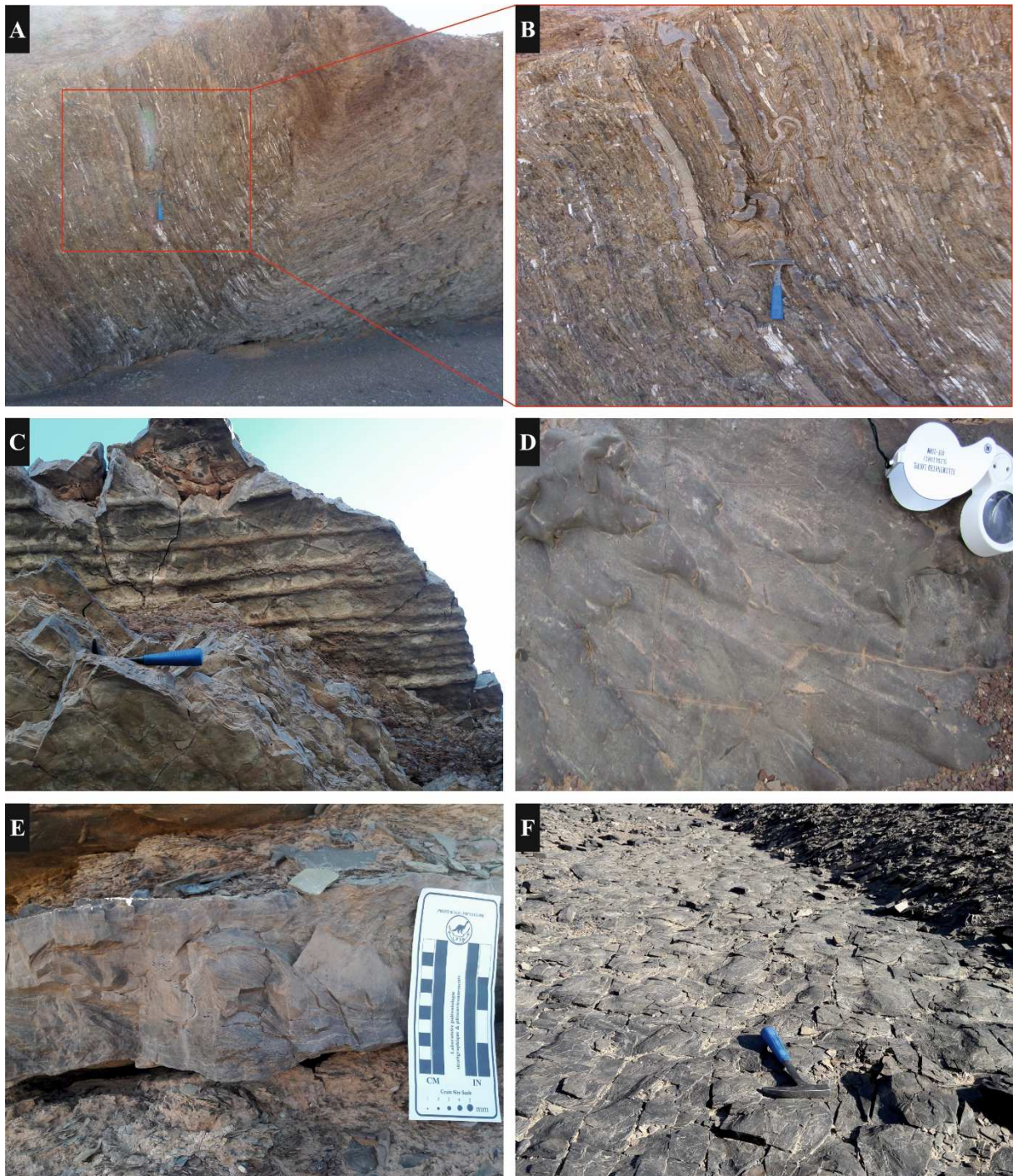


Fig. II-11 : Structures sédimentaires caractéristiques de la formation des Argiles de Marhouma (suite) : **A-** ensemble slumpé dans la partie médiane ; **B-** détail de carré rouge dans la photo A ; **C-** *Groove casts* ; **D-** *flute-casts* ; **E-** lamination convolutive (terme C de la séquence de Bouma, 1962) ; **F-** rides lingoïdes dans le sommet du banc grés.



Fig. II-12 : Structures sédimentaires caractéristiques de la formation des Argiles de Marhouma (suite) : A- banc gréseux slumpé ; B- *load casts* ; C- séquences turbiditiques (succession des termes b, c et e) ; D- migrabitumen (flèche rouge) ; E et F - Structure de *cône-in-cône*.



Sultan et al., 2010 ; Conti et Fontana, 2011 ; Alves, 2015). D'autres niveaux montrent des structures de *cône-in-cône* (Fig. II-12-E, F) en forme de lentille calcaire, généralement insérées entre deux pellicules de grès carbonaté de couleur ocre, et même migrabitumen (Fig. II-12-D). Des travaux récents (Geptenr et al., 2013 ; Tribovillard et al., 2016, 2018), montrent que les *cône-in-cône* constitueraient des témoins d'un suintement froid (*cold seep*) de faible intensité avec une interaction entre fluide (méthane), réduction des sulfates et activité bactérienne.

#### V.2.4. Facies noduleux

Ce faciès est réparti sur le long de série étudiée. Il s'agit de calcaires biomicritiques, bioturbés, de texture mudstone à wackestone rarement packstone, de couleur différent en raison de réactions d'oxydo-réduction au cours de leurs genèses, parfois ocre, rougeâtre due à taux élevé du fer ferrique ( $Fe_3^+$ ), parfois verdâtre ou grisâtre à cause de forte teneur en fer ferreux ( $Fe_2^+$ ) (Abbache, 2001, 2019), montrent une grande variété de forme et de géométrie.

Les nodules décimétriques à métriques sont ellipsoïdaux (*septaria*), plus ou moins aplatis, isolés, alignés parallèlement au plan de la stratification, noyées dans des combes argileuses, dont la stratification de roche encaissante (Argile) est déformée, et tracées à travers et autour de ces concrétions (Fig. II-7-A ; Fig. II-9-C, F). Ces concrétions sont de texture mudstone à faunes pélagiques dominé par goniatites et tentaculites, avec la présence de tiges de crinoïdes, trilobites. Certaines concrétions présentent de lamines planes (Fig. II-9-F), d'autres ont un cœur cristallisé avec des cortex micritique à miro-sparitique, fissuré (Fig. II-9-C).

Les nodules centimétriques sont irréguliers, et généralement soit jointifs (*nodules-supported*) ; soit séparés ou baignants dans des marnes ou argiles (*mud-supported*) et/ou dans des calcaires (*lime-supported*) allongés selon le sens de la stratification, donnant des bancs irréguliers ; centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,60 m) avec une surface sommitale intensément bioturbée, riche en goniatites, orthocères, et tentaculites avec présence ponctuelle de tiges de crinoïdes et trilobites. Ces niveaux sont séparés par des interlits d'argiles rouge-noirâtres, schisteuses contenant des nodules et films noirs (hydrocarbures minéralisés ; Ouali Mehadji et al., 2018), formants des barres carbonatées y compris les faciès griottes et pseudo-griottes affectés par des slumps dans la plupart du temps, (Fig. II-5-F ; Fig. II-6-A). Ce type de faciès correspondent à des dépôts de talus tablier (*slope apron*) (durant Frasnien Ib et Famennien III à V ; Abbache, 2019 ; Abbache et al., 2019), où s'opèrent l'activité biologique intense et l'hydrodynamisme fort, attesté par l'accumulation amalgamée des bioclastes surtout des articles et des tiges de crinoïdes (Fig. II-10-C). La texture de faciès du Frasnien Ib évoque

un environnement à faible énergie, dans des aires pélagiques ouvertes, attestés par la faune de tentaculites, de goniatites et d'orthocères. La présence de bioturbation dans la surface sommitale niveaux carbonatés traduit l'existence d'une endofaune, suggérant un sédiment relativement bien oxygéné, tout au moins dans sa partie la plus superficielle.

L'origine des nodules est hypothétique ;

- Formé par un mécanisme de transport et re-sédimentation lors de remaniement et de l'accumulation d'un matériel par l'action des courants afin d'une activité biologique (bioturbation et/ou bioérosion) (Bjørlykke, 1973 ; Elmi, 1981 ; Elmi et Ameur, 1984 ; Bréhéret et al., 2004). Ceci est peut attester par la présence des grès à litages des rides (Fig. II-9-F) et calcaire à entroque (Fig. II-10-C).

- Formé par un processus diagénétique (revoir la figure I-23) ; Lorsque les fluides chargés en hydrocarbures (dont le CH<sub>4</sub> biogénique et/ou thermogénique) s'échappent à travers les irrégularités sédimentaires. La médiation bactérienne, par le phénomène d'oxydation anaérobique du méthane piégé dans les sédiments (zone de stabilisation des hydrates de méthane) des environnements profonds (plateforme assez profond, talus et/ou bassin) couplée avec la réduction des sulfates de l'eau interstitielle dans la zone de transition sulfate-méthane (Ritger et al., 1987 ; Raiswell, 1987, 1988 ; Hovland et Judd, 1988 ; Floodgate et Judd, 1992 ; Hovland et al., 1993 ; Boetius et al., 2000 ; Chaduteau, 2008). L'intensité est en fonction des réactions géochimiques et la quantité des molécules qui participeraient à la genèse des nodules calcaires, et le potentiel d'Hydrogène (pH) (Bjørlykke, 1973 ; Blouet et al., 2021). La présence d'argiles noires riches en matière organique, la pyrite framboïdale (Mahboubi, 2015 ; Abbache et al., 2019) et le migrabitume (Ouali mehadji et al., 2018) corroborent cette hypothèse.

- Formé par un mécanisme microtectonique (fragmentation et/ou boudinage) (Michel, 1981 ; Schweigl et Neubauer, 1997 ; Flügel, 2010) associé à un hydrothermalisme de faible ampleur dû à un magmatisme discret ou passif (Mekkaoui et al., 2017) lié à des périodes d'instabilités tectoniques (phase éo-varisque) contribuant à un morcellement de la physiographie des bassins saharien y compris le bassin ougartien. Ceci est peut attester par la présence des slumps (Fig. II-5-F ; Fig. II-6-A ; Fig. II-10-E) et/ou les failles, aussi par la distribution paléogéographique et la configuration géodynamique de ce faciès noduleux (près la suture panafricaine) par rapport aux régions voisins (Abbache et al., 2019 ; Abbache, 2019).

**Tableau II-1 :** Tableau récapitulatif des principaux faciès en termes de processus et de milieux de dépôts de la série dévonienne étudiée.

Facies	Description succincte	Structures sédimentaires	Processus de dépôts
Faciès de rampe médiane	alternances irrégulière marne et calcaire biomicritique, avec intercalation de quelques bancs gréseux	HCS, lamination parallèles, litage des rides, rides de vagues et bioturbation	Précipitation de la micrite et marnes dans une rampe médiane, ouvert, interrompe épisodiquement par des vagues internes, tempêtes, et/ou courants de fond actifs de type <i>up-welling</i> .
Facies de rampe distale	alternances irrégulière marne et calcaire pseudonodueux biomicritique, bioturbé	<i>load casts</i> bioturbation	Précipitation de la micrite et marnes dans un milieu marin ouvert, faible énergie, sous la limite d' action des tempêtes
Faciès du bassin	Alternances gréseux-pélitique irrégulière et répétitives.	lamination parallèles, convolutées, rides de courant, figure de semelle du banc, structures d' échappement de fluides, <i>cône-in-cône</i> , slump, <i>SSDS</i> et bioturbation	courants de turbidites
Faciès noduleux	Corps carbonatés de forme et de géométrie différents	Slimps bioturbation	origine est hypothétique : -bioturbation + remaniement ; -l' oxydation anaérobie du méthane par médiation bactérienne ; -mécanisme microtectonique associé à un hydrothermalisme de faible ampleur

### V.3. ICHNOLOGIE

Dans la vallée de Saoura au secteur Marhouma, les traces fossiles montrent une intensité de bioturbation faible dans la formation Chefar el Ahmar et modéré à forte dans la formation des Argiles de Marhouma avec une ichnodiversité notable. L'assemblage des traces est caractérisé par les ichnofossiles suivants (les ichnotaxons sont présentés dans un ordre alphabétique) :

#### - *Alcyonidiopsis* Massalongo, 1856

Matériel : (Fig. II-13-A ; II-17-B)

Description et interprétation :

Cette trace est observée dans la partie médiane de la formation Chefar el Ahmar. Il s'agit d'un terrier horizontal, cylindrique, non branché, méandre préservé en semirelief. La longueur peut atteindre 10 cm et le largeur 15mm. La surface extérieure est couverte de pelettes elliptiques apparus comme des nodules ovoïdaux. Il peut être rempli activement par des sédiments boueux ou des pelettes fecal produits par l'organismes responsable (Pickerill et Narbonne, 1995; Uchman, 1995 ; Uchman et al., 2005). Uchman (1995) suggère que les pellets dans l'*Alcyonidiopsis* ont un faible potentiel de préservation.

*Alcyonidiopsis* est interprété comme une trace de nutrition (fodinichnion) attribué aux polychètes, signalé dans les environnements marins (Chamberlain, 1977 ; Uchman, 1995 ; Pickerill et Narbonne, 1995 ; Uchman et al., 2005), et continental (Metz, 2015). Il est reporté dans les sediment datés depuis l'Ordovicien jusqu'au Miocène (Chamberlain, 1977 ; Uchman, 1995).

#### -? *Balanoglossites* Mägdefrau, 1932

Matériel : (Fig. II-13-A)

Description et interprétation :

Cette trace est observée à la surface supérieure d'un banc de grès fins dans la partie médiane de formation Chefar el Ahmar. Il se compose de réseaux complexes horizontaux, ramifiés, en forme Y apparaissant sous forme d'empreintes des doigts (*epichnial grooves*), avec plusieurs ouvertures et gland. La marge n'est pas doublée et la taille du tunnel est de 20 à 30 mm de diamètre, avec des grains de sable à grain moyen, remplis passivement dans le terrier.

Les *Balanoglossites* sont signalés comme des traces d'habitat (Desai et Saklani, 2012), probablement fabriqués par des polychètes eunicides et des entéropeusts (vers glanduleux) (Knaust, 2008 ; Knaust et Dronov, 2013), il est particulièrement typique des milieux marins peu profonds (Chamberlain, 1977 ; Knaust, 2008 ; Knaust et Dronov, 2013 ; Desai et Saklani, 2012), allant du l'Ordoviciens (Knaust, 2008 ; Knaust et Dronov, 2013) et Dévoniens du Nevada (Chamberlain, 1977) jusqu'à l'Holocène et aux dépôts récents (Patel et Desai, 2009). De plus, dans de nombreux cas, il peut être en partie lié à la complexité de la trace fossile ainsi qu'à sa similitude avec l'ichnogenre *Thalassinoides* bien établi (Knaust et Dronov, 2013).

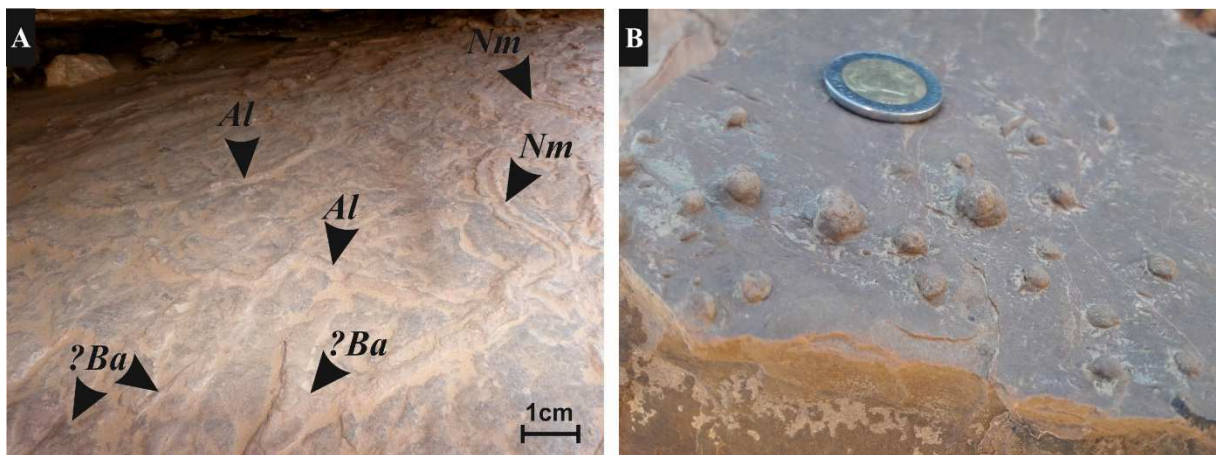


Fig. II-13 : **A-** Association de *Alcyonidiopsis* (*Al*), *?Balanoglossites* (*?Ba*) et *Nereites missouriensis* (*Nm*) dans les grès de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar ; **B-** *?Bergaueria* dans la semelle du banc turbiditique de la formation des Argiles de Marhouma.

#### - *?Bergaueria* Prantl, 1945

Matériel : (Fig. II-13-B)

Description et interprétation :

*?Bergaueria* est une trace préservée à la semelle des bancs turbiditiques dans la partie médiane de la formation des Argiles de Marhouma au-dessous de la dalle à *Megagraption* et *Protopaleodictyon*. Il s'agit des terriers solitaires à forme cylindrique, lisse, avec une terminaison arrondie souvent érodée, perpendiculaires au plan de stratification.

Cet ichnotaxon a été décrit comme un bouchon (Crimes et Germs, 1982 ; Pemberton et Magwood, 1990), rapporté depuis la base du Cambrien jusqu'au Pléistocène (Crimes, 1987 ;

**Pemberton et Jones, 1988**). *Bergaueria* est interprétée comme une trace d'habitat (*domichnia*) d'organisme suspensivore (Seilacher, 1956 ; Alpert, 1973 ; Fürsich, 1975), produite par des anémones de mer (Prantl, 1945 ; Alpert, 1973 ; Pemberton et al., 1988) ou de repos (*cubichnia*) (Arai et McGugan, 1969 ; Fürsich, 1974 ; Hakes, 1976), indiquant un milieu marin peu profond (Seilacher, 1964 ; Crimes et Anderson, 1985) ou profond (Ksiazkiewicz, 1977; Uchman, 1998).

#### - *Chondrites* Von Strenberg, 1833

Matériel : (Fig. II-14 ; II-16-G)

Description et interprétation :

Ce terrier est récolté dans les bancs calcaires de la formation Chefar el Ahmar et dans les grés de la formation des Argiles de Marhouma en plusieurs ichnoespèces. Il s'agit d'un terrier ramifié en forme de racine, horizontalement orienté, avec longueur et diamètre réduit, préservé en épirelief et parfois associé à des *Zoophycos* et des *Nereites*. Le caractère tridimensionnel des *Chondrites* peut être visualisé en imaginant un arbre à l'envers, avec un « tronc » de terrier principal qui relie l'interface sédiment-eau et des branches de plus en plus complexes vers le bas dans les sédiments. En effet nous notons que la taille des *Chondrites* déminue de la base vers le sommet de la coupe avec le changement de faciès du calcaire au grés.

Les *Chondrites* sont interprétées comme un *Chemichnion* (Bromley, 1996 ; Baucon et al., 2019) terrier d'alimentation (*Fodinichnia*) due probablement à des vers sipunculoïde (Simpson, 1957) ou un organisme chemiosymbiotique de nature inconnue (Seilacher, 1990 ; Fu, 1991 ; Baucon et al., 2019), qui est souvent associé à des substrats à faible teneur en oxygène (Cluff, 1980 ; Bromley et Ekdale, 1984 ; Pratt, 1984 ; Ekdale, 1985b ; Savrda et Bottjer, 1989), bien qu'il existe des exceptions à cette généralité. Il est souvent signalé dans tous les environnements marins (Baucon et al., 2019).

#### - *Dendrotichnium* Farrès, 1967

Matériel : (Fig. II-15-A)

Description et interprétation :

Cette trace est préservée en position hypichnia positive à la semelle des bancs turbiditiques de la formation des Argiles de Marhouma (dalle à *Megagraption* et *Protopaleodictyon*). Elle consiste d'une trace fossile horizontale ramifiée composée d'un axe principal droit de 1mm de diamètre et plusieurs centimètres de long, à partir duquel se détachent de petites branches légèrement incurvées

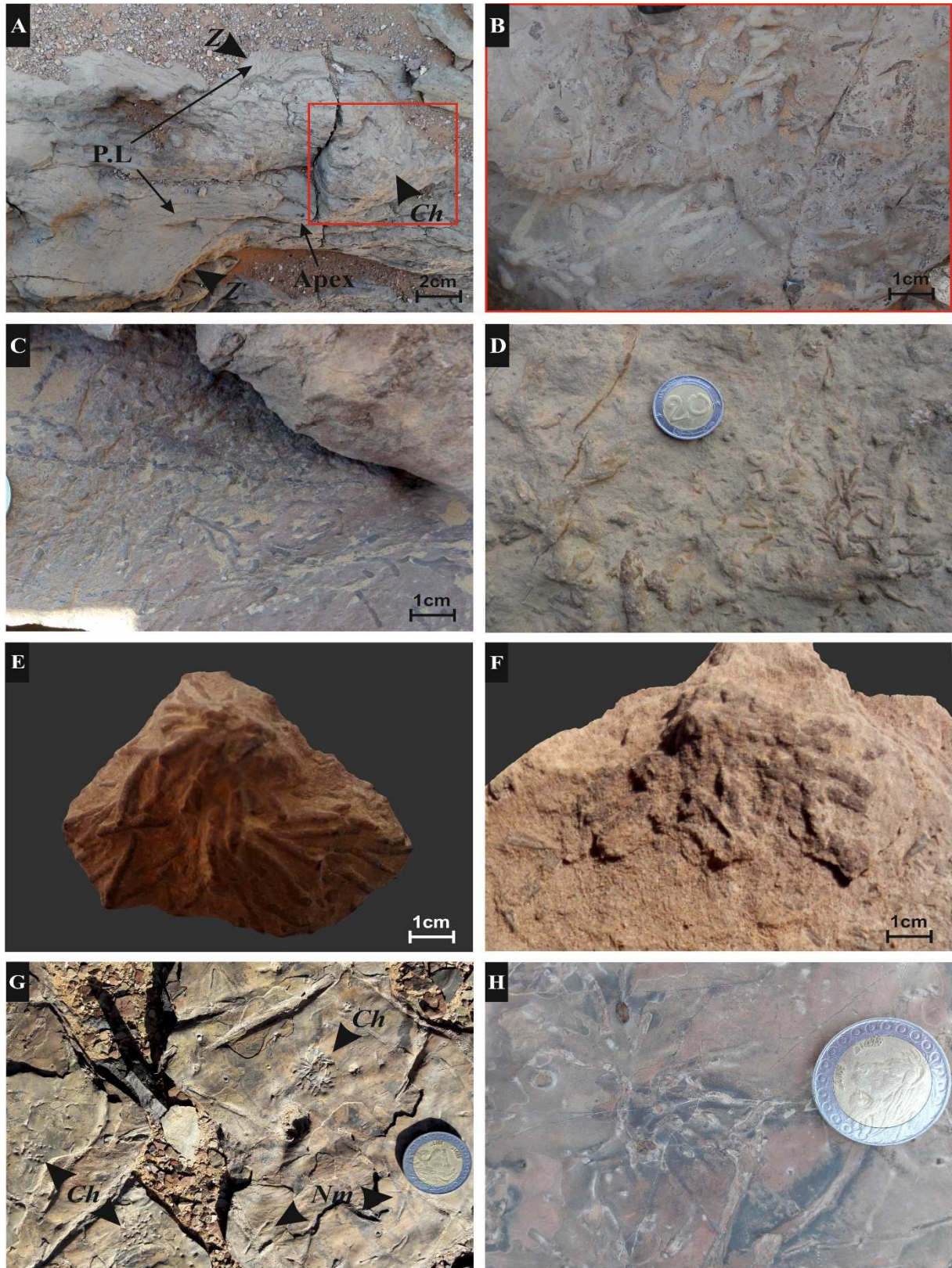


Fig. II-14 : Trace fossile *Chondrites* de la série étudiée : **A-** *Chondrites* isp. en association avec *Zoophycos* (**Z**) ; **B-** Détail de carée rouge dans la Figure A ; **C-** *Chondrites targionii* ; **D-** *Chondrites recurvus* ; **E- F-** et **G-** *Chondrites intricatus* ; *Chondrites intricatus* en association avec *Nereites missouriensis* (**Nm**) dans les grès au-dessous de 2<sup>ème</sup> barre des calcaires griottes ; **H-** *Chondrites affinis* dans les grès au-dessus de 2<sup>ème</sup> barre des calcaires griottes. (**A à F-** de la formation de Chefar el Ahmar **G et H-** de la formation des Argiles de Marhouma). (P. L= lame primaire).

et disposés obliquement par rapport à l'axe. Ces branches présentent à leurs tours quelques courtes ramifications millimétriques.

*Dendrotichnium* est une forme rare d'origine incertaine ; elle fait partie des graphoglyptides (Jensen, 1997 ; Jensen et Kaisa, 1999). C'est une trace largement signalée dans les dépôts flyschs (Farrès, 1967 ; Hantzschel, 1975 ; Kozur et al., 1966 ; Jensen, 1997 ; Jensen et Kaisa, 1999).

**- *Dimorphichnus* Seilacher, 1955**

Matériel : (Fig. II-15-B)

Description et interprétation :

Cette trace est rarement observée dans la partie médiane de formation des Argiles de Marhouma. Elle consiste d'une série de crêtes sigmoïdales, préservé dans les bancs gréseux en position hypichnia positive, avec une longueur qui peut atteindre 30 mm et une largeur de 1 à 1.5 mm.

*Dimorphichnus* est interprété comme *Pascichnia* attribuée à des Arthropodes (Seilacher, 1955 ; Osgood, 1970), ratisant le fond marin pour gagner ou retrouver la stabilité due aux courants ou au pâturage de surface (Fillion et Pickerill, 1990). Cet ichnotaxon peut également se trouver dans les dépôts marins peu profonds et estuariens, rapporté dans les sédiments allant du Cambrien au Trias (Hantzschel, 1975 ; Narbonne et Myrow, 1988 ; Jensen, 1997 ; Pickerill et al., 1987 ; Bjerstedt, 1987 ; Fillion et Pickerill, 1990).

**- *Helminthopsis* Heer, 1877**

Matériel : (Fig. II-15-C, D, E)

Description et interprétation :

Cet ichnogène est rarement observé dans la formation des Argiles de Marhouma. Il ressemble à une ficelle, presque en méandre, préservé en position hypichniale, lisse avec un diamètre de 0,2mm et une longueur peut atteindre une dizaine de centimètres.

*Helminthopsis* est interprétée comme une trace de pacage ou recherche de nourriture, horizontale, produite sur la surface de substrat dont le remplissage est identique à l'encaissant (Hann et Pickerill, 1995 ; Wetzel et Bromley, 1996 ; Uchman, 1998). Cette trace est attribuée également à des vers polychètes ou des priapulides (Książkiewicz, 1977 ; Fillion et Pickerill, 1990). Elle est souvent signalée dans les environnements marins profonds et les faciès de type



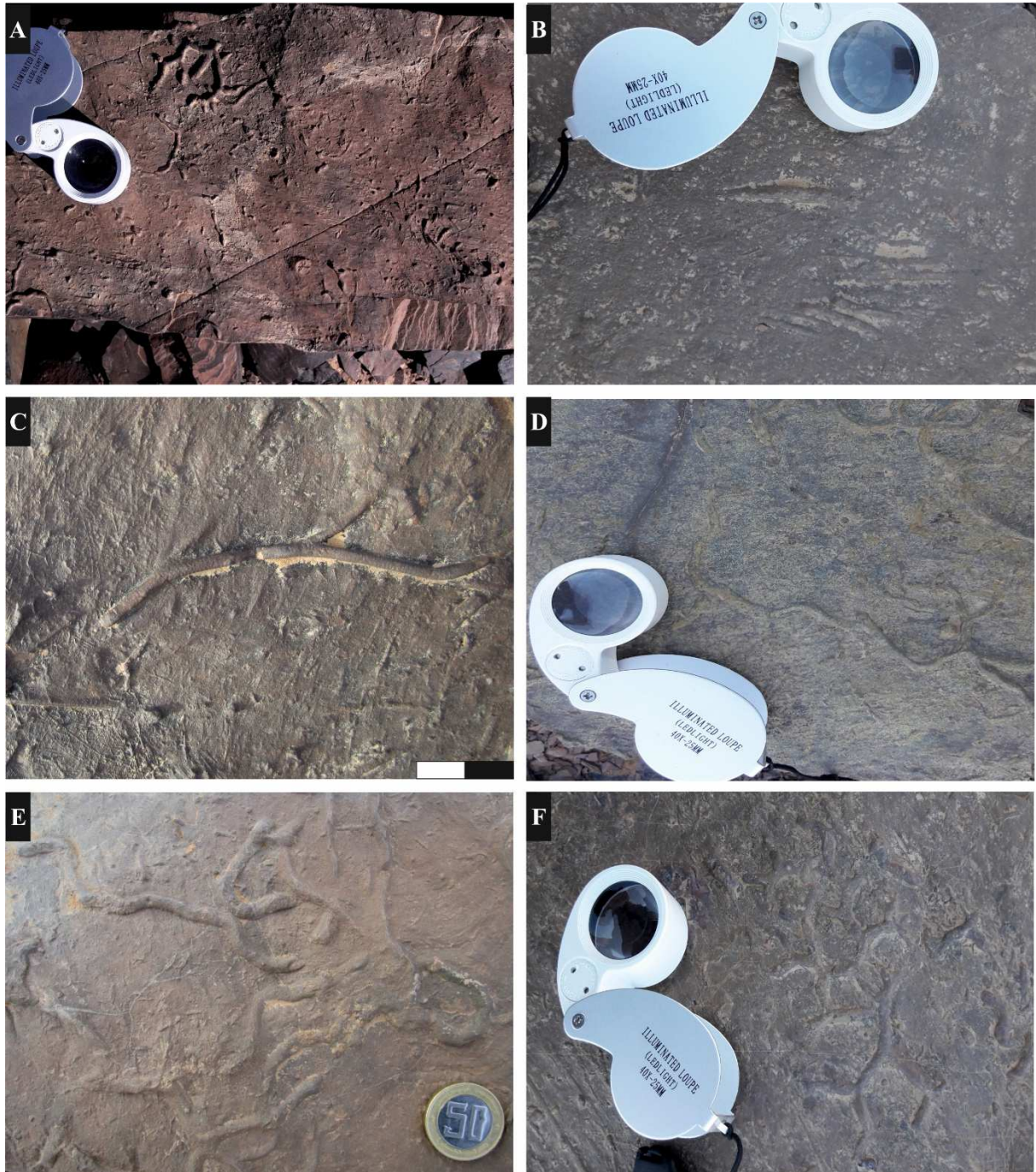


Fig. II-15 : Traces fossiles de la formation des Argiles de Marhouma : A- *Dendrotichnium* ; B- *Dimorphichnus* ; C et D- *Helminthopsis* ; E et F- *Megagraption*.

flysch (Chamberlain, 1971 ; Ksiazkiewicz, 1977; McCann et Pickerill, 1988 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel et al., 2007).

- ***Megagraption*** Ksiazkiewicz, 1958

Matériel : (Fig. II-15-F)

Description et interprétation :

Il s'agit d'un réseau ploygonal de petites galeries, de 1 à 2 mm de diamètre, formant des mailles très irrégulières, incomplètes et s'organisent pour former des petits anneaux préservés en hyporelief positif à la surface basale des bancs gréseux fins et généralement associés à *Protopaleodictyon* dans la partie médiane de la formation des Argiles de Marhouma (dalle à *Megagraption* et *Protopaleodictyon*), où le remplissage du terrier est identique à l'encaissant.

*Megagraption* est une trace *Pasichnia* et/ou *Agrichnia*, souvent signalée dans les dépôts marins profonds, attribuée à l'ichnofaciès à *Nereites* (Ksiazkiewicz, 1977 ; Kozur et al., 1966 ; Uchman, 1995, 1998 ; Uchman et Tchoumatchenco, 2003 ; Wetzel et al., 2007 ; Bendella, 2012 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014).

- ***Neonereites biserialis*** Seilacher, 1960

Matériel : (Fig. II-16-A)

Description et interprétation :

Cette trace est observée dans les niveaux gréseux. Elle correspond à une trajectoire sinueuse à double chaîne (deux rangées = *biserialis*), constituée de restes organiques (représentant probablement un ruban de granulés fécaux) (Uchman, 1995), produite soit par des gastéropodes (Richter, 1927) soit par des vers polychètes (Ksiazkiewicz, 1977), conservé en hyporelief positif. La largeur varie de 5 à 20 mm, tandis que la longueur peut atteindre 10 cm.

*Neonereites biserialis* est interprété comme un terrier endogène (Seilacher, 1960) ou une piste de pâturage d'un animal limnivores (Häntzschel et Reineck, 1968). Il est caractéristique des sédiments profonds de type flysch, souvent référencés aux ichnofaciès à *Nereites* (Chamberlain et Clark, 1971 ; Crimes et Anderson, 1985 ; Uchman, 1995 ; Bendella et Ouali Mehadji 2014) mais également signalé dans les milieux marins peu profonds des ichnofacies de *Cruziana* (e.g., Narbonne 1984 ; Bendella et al., 2011). De plus, les *Néonereites* étaient considérés comme une expression toponymique (un synonyme plus récent) des *Nereites*, une

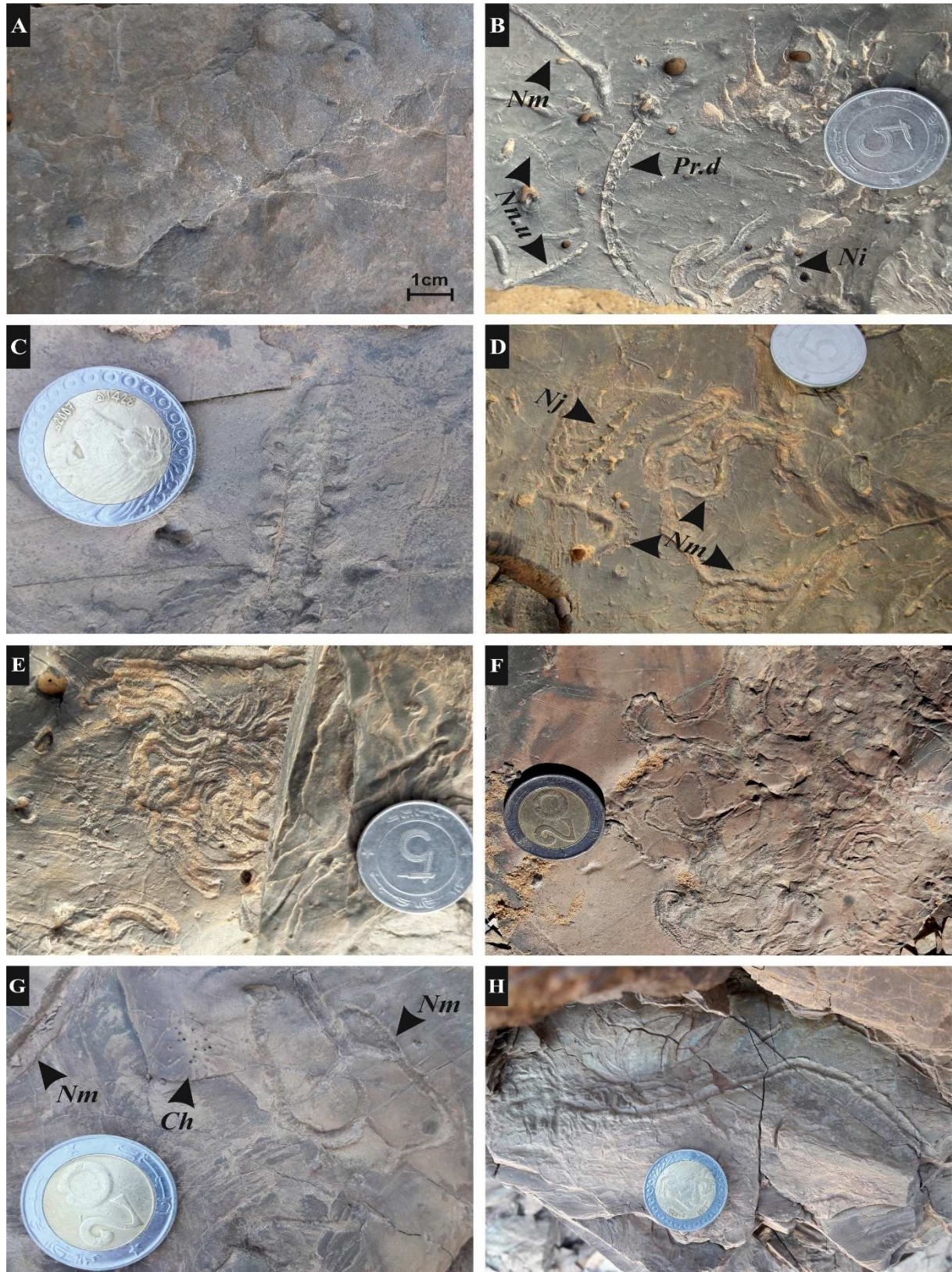


Fig. II-16 : **A-** *Neonereites biserialis* dans la partie médiane de formation Chefar el Ahmar; **B-** association de *Neonereites uniserialis* (*Nn.u*) avec *Nereites irregularis* (*Ni*) et *Protovirgularia dichotoma* (*Pr.d*) ; **C-** *Nereites jacksoni*; **D-** association *Nereites jacksoni* (*Nj*) avec *Nereites missouriensis* (*Nm*) ; **E, F-** *Nereites irregularis* ; **G-** association des *Chondrites* (*Ch*) avec des *Nereites missouriensis* (*Nm*) dans les grés de la formation des Argiles de Marhouma au-dessus de 2<sup>ème</sup> barre des calcaires griottes ; **H-** *Nereites missouriensis*.

interprétation largement acceptée à quelques exceptions (e.g., Uchman et al., 2005 ; Shi et al., 2009 ; Pazos et al., 2015).

- *Neonerietes uniserialis* Seilacher, 1960

Matériel : (Fig. II-16-B)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est préservé dans le des grés de la formation des Argiles de Marhouma. Il s'agit d'une trace sous forme d'un trajet en chaînette unique légèrement incurvée à droite, de quelques centimètres apparaît sous forme unisériée en une seule rangée, c'est-à-dire un seul lobe (*uniserialis*). Elle est préservée en hyporelief positif ou épirelief négatif où les pellets sont dégagés et il ne reste que leur moulage (cavités).

*N. uniserialis* se distingue une des autres ichnospecies de *Néonéréites* par son unicité, et de *Microspherichnus linearis* par sa conservation en hyporelief convexe (Hakes, 1976). Cette trace correspond à un ruban fait de restes d'organisme (ruban fécal) (Uchman, 1995). Il s'agit des restes de défécation des vers tel que les polychètes (Książkiewicz, 1977), produit soit par des gastropodes (Richter, 1927), soit par des vers polychètes (Książkiewicz, 1977).

- *Nereites irregularis* Schafhäütl, 1851

Matériel : (Fig. II-16-B, E, F)

Description et interprétation :

Cette trace est préservée en épirelief négatif dans les grés turbiditiques très fins de la formation des Argiles de Marhouma (dalle à *Nerietes*). Elle est horizontale et enroulée en méandre régulier avec une amplitude assez élevée. Il s'agit d'un sillon médian (dépression) bien conservé, de couleur plus clair de 1mm de largeur et de plusieurs centimètres de longueur. Ce sillon, sépare deux bordures latérales, jamais conservées.

Les *Nereites irregularis* sont interprétées comme étant des traces de pacage (*Pascichnia*, *grazing traces*) produites par des vers (Seilacher, 1983) souvent attribuée aux dépôts turbiditiques (flysch) (Uchman, 1995, 1999). Cette trace se rencontre également dans les sédiments carbonatés, comme dans les schistes panachés du Paléocène supérieur – Eocène inférieur des Montagnes Carpates de la Pologne (Leszczyński et Uchman, 1993).

- *Nereites jacksoni* Emmons, 1844

Matériel : (Fig. II-16-C, D)

Description et interprétation :

Cette ichnoespèce est observée dans la formation des Argiles de Mrhouma (dalle à *Nereites*), préservée en épirelief négatif dans les grés turbiditiques, rarement associé à des *N. irregularis* et *N. missouriensis* dans des bancs silteux. Il s'agit d'une trace de 3 à 5 cm de long et 2 mm de large avec une profondeur de 0,5 mm, qui se présente sous forme d'un sillon médian, clair qui sépare deux zones latérales caractérisées par un alignement de plusieurs reliefs de pustules disposées perpendiculairement au sillon.

La trace *Nereites jacksoni* est attribuée à l'activité de locomotion des organismes vermiformes (Crimes et McCall, 1995) et indiquant un substrat soft permettant une assez bonne conservation dans des environnements marins profonds (Bendella et Ouali Mehadji, 2014).

- *Nereites missouriensis* Weller, 1899

Matériel : (Fig. II-13-A ; II-14-G ; II-16-G, H)

Description et interprétation :

Il s'agit d'une piste, horizontal, non ramifiée, sinueuse en méandre irrégulier, conservé en épirelief négatif des bancs gréseux, de 5 à 10 mm de large et la longueur peut atteindre plusieurs centimètres, avec un sillon médian délimité sur les deux côtés par des lobes ovales ou circulaires régulièrement espacés, étroitement espacés, finement striés où le sédiment est réélaboré par les organismes responsables. *N. missouriensis* est généralement décrit comme *Neonereites biserialis* (Uchman et al., 2005) et considéré comme une piste d'alimentation (*Fodinichnia*) et de pacage (*Pascichnia*) produit soit par des gastéropodes, soit par des vers annélides ou des arthropodes (voir Devera, 1989 ; Rindsberg, 1994 ; Uchman, 1995 ; Mángano et al., 2000 ; Wetzel, 2002).

*N. missouriensis* est généralement préservé dans les faciès marins profonds et les sédiments de turbidite (Tchoumatchenco et Uchman, 2001 ; Uchman, 1995 ; Callow et McIlroy, 2011 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014). Cependant, il y a un exemple discuté dans des roches sédimentaires déposées très proche de la base de la limite d'action de tempête (e.g., Uchman, 2007 ; Zheng et al., 2018).

### - *Palaeophycus* Hall, 1847

Matériel : (Fig. II-17-A, B)

Description et interprétation :

L'ichnogenre *Palaeophycus* est représenté par un terrier droit, légèrement courbé, cylindrique, non branchu, d'environ 10 cm de longueur et de 1 cm en moyenne de largeur, préservé en reliefs à la surface des grès, et qui caractérise la partie supérieure de la formation de Chefar el Ahmar. Le remplissage est identique à l'encaissant (Pemberton et Frey, 1982).

Révisé par Pemberton et Frey (1982), Keighley et Pickerill (1995), Buckman (1995), le *Palaeophycus* est interprété comme des traces *Fodinichnia* ou *Domichnia* des organismes limivores ou prédateurs (des annélides), des crustacés et d'autres arthropodes (Hantzschel, 1975 ; Pemberton et Frey, 1984 ; Keighley et Pickerill, 1997 ; Gouramis et al., 2003), ou des organismes benthiques vagiles (Buatois et Mangano, 2003).

Le *Palaeophycus* est rapporté dans tous les environnements sédimentaires continentaux et marins d'offshore (Pemberton et Frey, 1982 ; Uchman, 1995 ; Keighley et Pickerill, 1995 ; Ekdale et al., 2007 ; Hofmann et al., 2011 ; Mayoral et al., 2013 ; Buatois et Mángano, 2011). Il est rapporté depuis le Cambrien jusqu'à l'actuel (Pemberton et Frey, 1982).

### - *Paleodictyon* Meneghini, 1850

Matériel : (Fig. II-17-D)

Description et interprétation :

C'est une trace préservée à la semelle des bancs silteux grisâtres à verdâtres de la formation des Argiles de Marhouma. Il s'agit d'un réseau de galeries horizontales, de diamètre millimétrique, s'organisant en mailles semblables à un nid d'abeille, de forme hexagonale à polygonale régulière et complète. Ces polygones ont un diamètre de 5mm, dont certaines galeries sont érodées par des courants postérieurs.

Selon Röder (1971) et Seilacher (1977), *Paleodictyon* est une trace *Agrichnia* d'élevage complexe laissée par des organismes inconnus, et donc non encore identifiés. Elle fait partie des *Graphogliptydaes*, caractéristique de l'ichnofaciès à *Nereites* (Wood et Smith, 1959 ; Webby, 1969 ; Crimes et Crossley, 1991 ; Benton, 1982 ; Pickerill et Harland, 1988 ; Yang et Hu, 1992, Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel et al., 2007), mais elle est également signalée dans des

environnements moins profonds (Archer et Maples, 1984 ; Pickerill, 1990 ; Hantzpergue et Branger, 1992).

- ***Protopaleodictyon*** Ksiazkiewicz, 1958

Matériel : (Fig. II-17-C)

Description et interprétation :

C'est une trace conservée en hyporelief positif à la surface basale des bancs gréseux fins et généralement associée à *Megagraption* dans la partie médiane de formation des Argiles de Marhouma (dalle à *Megagraption et Protopaleodictyon*). Il s'agit d'une trace irrégulièrement sinueuse et méandrique, faite de galeries lisses de 1-2 mm de diamètre, droites ou légèrement sinueuses, formant parfois des mailles irrégulières et considérée comme une forme initiale incomplète de *Paleodictyon* (Nowak, 1959 ; Hantzshel, 1975).

*Protopaleodictyon* est interprétée comme étant une trace *Pasichnia* et/ou *Fodinichnia* laissée par des organismes inconnus, rapportée depuis Dévonien jusqu'à l'Eocène (Kern, 1980 ; Uchman, 1998). Cette trace caractérise généralement les séries d'eau profonde (flysch) (Hantzschel, 1975 ; Crimes et Anderson, 1985 ; Hantzpergue et Branger, 1992) et aussi des milieux peu profonds (Hantzschel, 1975).

- **?*Protovirgularia* isp.** M'Coy, 1850

Matériel : (Fig. II-17-E)

Description et interprétation :

Cette trace est rarement observée dans les grés de la formation des Argiles de Marhouma. Il s'agit d'une trace rectiligne horizontale qui se présente sous forme d'une petite piste creusée à des côtes arrangées en chevrons peu ou pas bilobées, de 3 à 5 mm de large et 3 cm de long, préservé en épirelief des bancs gréseux.

*Protovirgularia* est une piste de locomotion (*Repichia*) et nutrition (*Fodinichnia*) de bivalve (Schlirf et al., 2002) connue à partir du Dévonien (Dahmer, 1937) jusqu'au Miocène (D'Alessandro, 1982). Elle peut également se trouver dans des environnements marins très variés (Mángano et al., 2002).

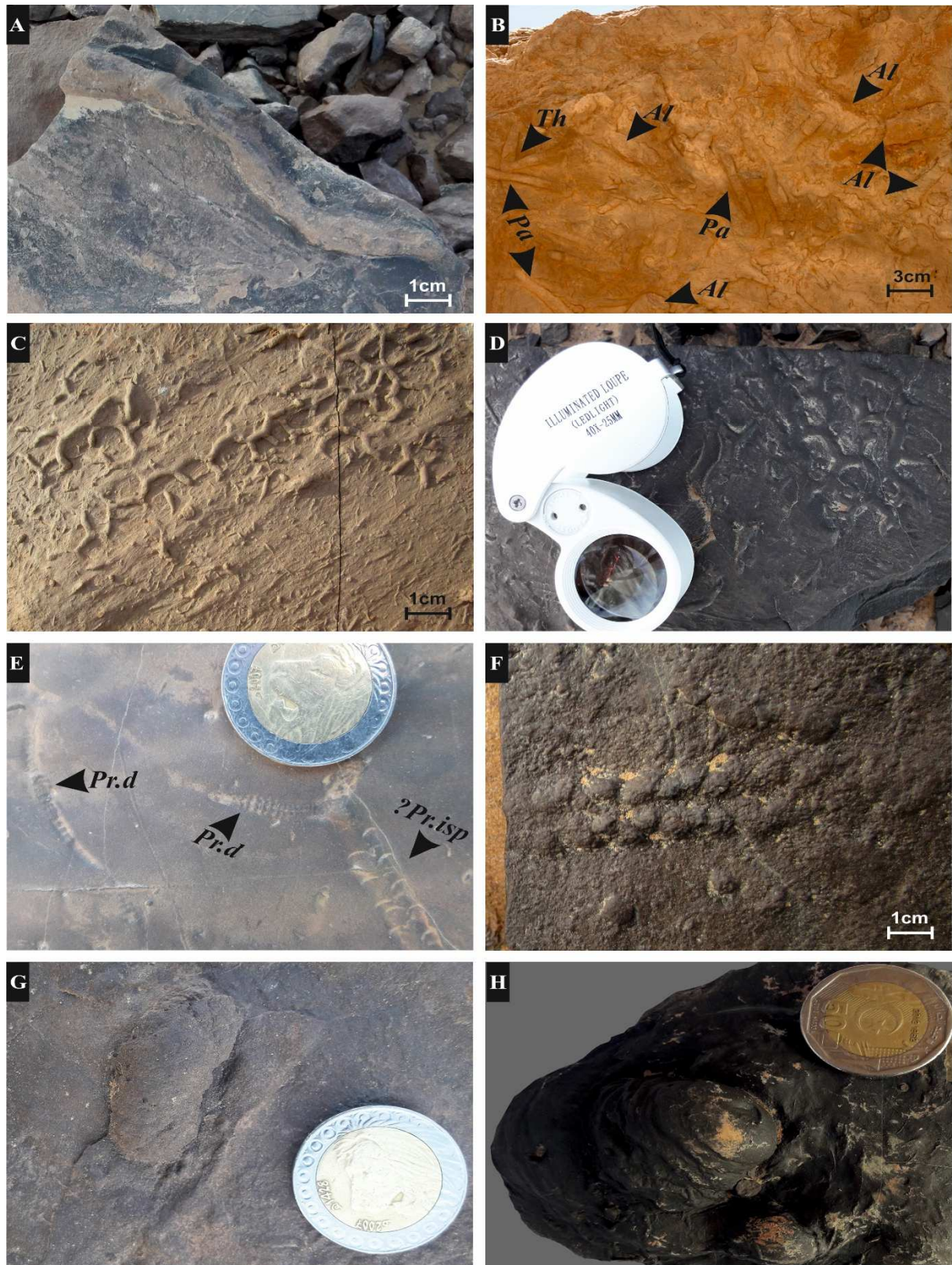


Fig. II-17 : **A-** *Palaeophycus* de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar. **B-** Association de *Alcyonidiopsis* (*Al*), *Palaeophycus* (*Pa*) et *Thalassinoides* (*Th*) de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar ; **C-** *Protopaleodictyon* et **D-** *Paleodictyon* préservées à la semelle des bancs (dalle à *Megagraption* et *Protopaleodictyon*) ; **E-** *Protovirgularia dichotoma* (*Pr.D*) et *?Protovirgularia* isp. (*?Pr. isp.*) de la formation des Argiles de Marhouma ; **F-** *?Pteridichnites biseriatus* ; **G-** *?Rusophycus* isp. de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar ; **H-** traces énigmatiques (Ichnotype A).



- ***Protovirgularia dichotoma* M'Coy, 1850**

Matériel : (Fig. II-16-B ; II-17-E)

Description et interprétation :

*Protovirgularia dichotoma* est rarement observée dans les grés de la formation des Argiles de Marhouma. Il s'agit d'une trace horizontale bilobée courbée composée le plus souvent par des côtes bi-serrées avec une symétrie bilatérale séparée d'un microsillon central préservé en épirelief des bancs gréseux.

L'ichnoespèce *Protovirgularia dichotoma* est interprétée comme une trace de locomotion (*Repichnia*) et nutrition (*Fodinichnia*) attribuée à des bivalves (Seilacher et Seilacher, 1994) ou des annélides (Sehlfirf, 2000). Elle peut également indiquer des environnements marins très variés (Mángano et al., 2002).

- **?*Pteridichnites biserialis* Clarke et Swartz, 1913**

Matériel : (Fig. II-17-F)

Description et interprétation :

Cette trace est rarement observée dans des bancs gréseux de la partie médiane de la formation des Argiles de Marhouma. Elle consiste en une piste rectiligne légèrement incurvée, de 5 mm de large et 3 cm de long, préservée en hyporelief positif. Elle est ressemblante à *Neonereites biserialis*, matérialisée par double rangée parallèle constituées de boutons légèrement arrondis, séparés par un microsillon crénelé.

*Pteridichnites biserialis* est interprété comme une trace de locomotion attribuée à des Polychaètes ou Arthropodes (Clarke et Swartz, 1913 ; Corbo, 1979) ou des Ophiures (McDowell et al., 2007), souvent signalé dans des dépôts turbidiques du Dévonien Supérieur (Corbo, 1979 ; McDowell et al., 2007).

- **?*Rusophycus* isp. Hall, 1852**

Matériel : (Fig. II-17-G)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est rarement observé dans la partie médiane de la formation Chefar el Ahmar. Il consiste d'une dépression bilobée dont les lobes sont parallèles, érodés, lisses, ce qui donne

l'impression d'être fusionner ressemblant à un grain de café, préservée en hyporelief positif, de 5 cm de longueur et une largeur de 1 cm.

Le *Rusophycus* est interprétée comme une trace de repos (*Cubichnia*) de Trilobite ou Arthropod bilatéral (Seilacher, 1970 ; Osgood, 1970 ; Alpert, 1976 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Keighley et Pickerill, 1996) ou une alimentation stationnaire (*Fodinichnia*) de gastéropode ou ver polychète (Benton et Harper, 1997) avec certains changements de position ou une trace de prédation (*Praedichnia*) (Pickerill et Blissett, 2000). Cette trace est très souvent observée dans des environnements marins peu profonds, appartient probablement aux ichnofaciès à *Cruziana* (Osgood, 1970 ; Alpert, 1976 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Knaust, 2004a), mais aussi connu dans les dépôts marins profond de flysch (Pickerill, 1995 ; Pickerill et al., 1988).

#### - *Thalassinoïdes* Ehrenberg, 1944

Matériel : (Fig. II-17-B)

Description et interprétation :

Ce terrier est observé dans la partie médiane de la formation du Chefar el Ahmar. Il s'agit d'un terrier horizontal, branches en forme de Y, constitué de segments formant un angle de 30° à 40°, avec un diamètre est de 1 à 2 cm. Les parois sont aplaties et la nature du remplissage est identique à l'encaissant. Les *Thalassinoïdes* sont interprétés comme un terrier combiné d'alimentation et d'habitation (Frey et al., 1984 ; Buatois et al., 2017), produit par animal crustacé (Frey et al., 1984 ; Knaust, 2017), ou par un animal vermiforme (Knaust et Dronov, 2013). Les *Thalassinoïdes* sont particulièrement typique des dépôts marins peu profonds (Mángano et Buatois, 1991) et se produit dans les sédiments soft à firm de l'environnement oxygéné à énergie faible à moyenne, et appartiennent probablement aux ichnofacies à *Cruziana* (MacEachern et al., 2007b), mais également observée dans les dépôts marins profonds (Uchman 1995).

#### - *Zoophycos* Massalongo, 1855

Matériel : (Fig. II-14- B ; Fig. II-18)

Description et interprétation :

*Zoophycos* est un terrier horizontal à obliquement orienté avec une profondeur de pénétration inférieure à 0,05 m. il montre une structure hélicoïdale et/ou en forme de trompette en forme-

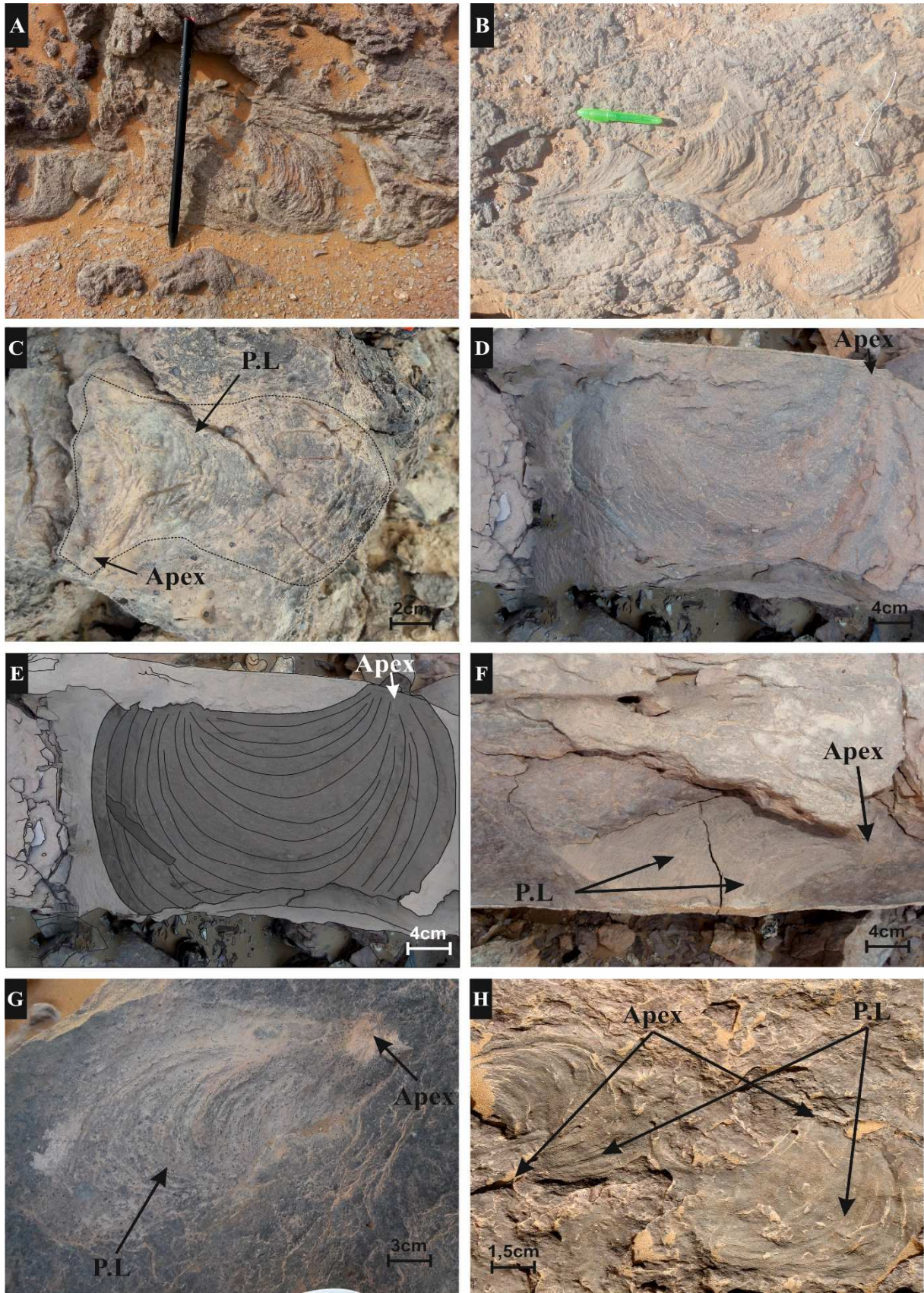


Fig. II-18 : Trace fossile *Zoophycos* de la série étudiée : **A**- *Zoophycos* en forme-U de la partie terminale de la formation de Teferguenit ; **B** ; **C** ; **D**- *Zoophycos* en forme-U de la partie basale de la formation de Chefar el Ahmar ; **E**- Illustration schématique de la Figure D ; **F**- ; **G**- ; **H**- *Zoophycos* en forme-J de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar. (P.L.= lame primaire)

U, centrifuge avec des lamelles primaires simples (*spreite*) espacées, dans la partie terminale de formation Teferguenit jusqu'à la partie inférieure de formation Chefar el Ahmar, et en forme-J rétrusif, avec des lamelles primaires espacées préservées au toit des bancs de calcaire dans la partie médiane de formation Chefar el Ahmar. La largeur varie entre 0,10 et 0,30 m. Les formes à largeur réduite ont été observées dans les lits de séquences de type tempestite.

Les *Zoophycos* sont interprétés essentiellement comme une trace d'alimentation (*Fodinichnia*) (Seilacher, 1953 ; Ekdale et al., 1984 ; Bromley, 1996) et une trace Chimiosymbioses (*Chemichnion*) (e.g., Gong et al., 2007, 2008), où l'animal a sondé dans le sédiment, pour exploiter la matière organique. Ils sont également signalés dans différents environnements, depuis les dépôts marins peu profonds du Paléozoïque jusqu'au milieu bassin du Cénozoïque (Lewis, 1970 ; Martinsch et Finks, 1982 ; Kotake, 1989 ; Miller, 1991 ; Gaillard et Olivero, 1993 ; Olivero et Atrops, 1996 ; Olivero, 1994 ; Olivero, 2003 ; Knaust, 2004b ; Seilacher 2007 ; Zhang et al., 2015 ; Richiano, 2015) et même dans environnements glacio-marines (Gong et al., 2008 ; Dorador et al., 2016).

#### - **Ichnotype A** Bendella, 2012

Matériel : (Fig. II-19- E)

Description et interprétation :

Il s'agit d'une trace énigmatique préservée à la semelle du banc, elle est très fréquente surtout dans la partie médiane de la formation des Argiles de Marhouma au-dessous de la dalle à *Megagraption* et *Protopaleodictyon*. Elle correspond à un terrier ressemblant à *Bergaueria*, cylindrique parfois hémisphérique, lisse et souvent munie d'un petit bourgeonnement vers son extrémité basale. Vers les côtés elle présente des stries circulaires donnant l'impression d'une superposition de plusieurs cercles qui sont perpendiculaires au plan de stratification.

## CHAPITRE VI

### DISCUSSION ET CONCLUSION

Les caractères lithologique et faunique (gonaitites, tentaculites, trilobites...) de la série dévonienne étudiée nous permettent de distinguer un environnement de type rampe (*Sensu* Ahr, 1973 ; Burchette et Wright, 1996) au cours de Dévonien moyen en position méso-distale en accord avec les résultats de Maillot et al. (2013) sur la base des assemblages à ostracodes et Tandjaoui-Arif (2014). Les faciès sont typiques des carbonates de rampe, de type pélagite (terme de Arrhenius, 1963, qui sous-entend une position pélagique selon Shanmugam, 2016) correspondant ici à une alternance de biomicrites, mudstone à wackestones et de marnes à faune pélagique (goniatites, orthocères, tentaculites de type dacryoconarides, ostracodes).

Le niveau FBV annonce un début du cortège transgressif interprété par un approfondissement du milieu avec l'installation d'une faune benthique et pélagique d'une mer ouverte (Ouali Mehadji, 2004 ; Ouali Mehadji et al., 2004). Cette transgression a conduit à l'expansion maximale des plates-formes pélagiques sur plusieurs endroits du Sahara (Wendt et Kaufmann, 1997 ; Fabre, 2005 ; Wendt et al., 2006 ; Wendt et al., 2009 ; Benachour, 2011) avec et l'édification des mud-mound au Givétien (Wendt et al., 1997 ; Mezlah, 2006 ; Jakubowicz et al., 2015) et développement des argiles noires (*Black Shale*). Un niveau du Givétien (Fig. II-8-D) montre des laminations obliques en mamelons (*HCS*) associées à des ondulations et rides de vagues mis en place dans un environnement sédimentaire de rampe distale en contexte extra-tempestite ; il s'agirait pour nous de séquence de type internalites au sens de Pomar et al. (2012), Ouali Mehadji et Bouterfa (2015) et Limam et al. (2021), et donc causées par des vagues internes (*internal waves*) ou de remontées d'eaux (*up-welling*) compatibles avec les conditions de stratification des eaux et le développement de niveaux suboxiques à anoxiques.

Ensuite, une mise en place des dépôts nodulaires, micritiques, de texture fine, mudstone et wackstone s'inscrivent dans un milieu de dépôt de talus à tablier (*slope apron*) au Frasnien (Abbache et al., 2019) coïncide avec développement des faciès "*Black Shale*" (ou *Hot Shale*) sous conditions anoxiques dans d'autres régions (e.g., Erg El Djamel, Ahnet ; Lüning et al., 2004 ; Abbache, 2019) objet de recherche de "*Shale Gas*". Cette évolution est associée à un hydrothermalisme de faible ampleur due à un magmatisme discret ou passif (Mekkaoui et al., 2017) lié à des périodes d'instabilités tectoniques (orogénèse hercynien précoce), et qui

contribue à l'accélération de la maturité des roches mères frasniennes (Akkouche, 2007). L'association des faunes pélagiques et benthiques nous laisse supposer une acidification locale des eaux (Gattuso et Hansson, 2011 ; Bertrand et al., 2015) due à la concentration d'ion  $H^+$  suite à un déséquilibre dans les processus biogéochimiques lors des réactions diagenétiques secondaires.

Au cours du Famennien II, un bassin ombilic s'installe avec une dominance argileuse et une abondance de faunes naines pyritisées, et des structures d'échappement de fluides où la compression favorise une subsidence et un développement de faciès contrastés (Ouali Mehadji et al., 2012 ; Abbache, 2019). L'abondance de faunes naines pyriteuses peut-être le résultat d'un changement dans les paramètres paléo-écologiques, intra-environnementales, provoquant une intoxication et mort collective de ces organismes ; ceci peut être causé par une richesse locale de  $H_2S$  et/ou  $CH_4$  (e.g., Isozaki, 1997 ; Pruss et al., 2006 ; Knoll et al., 2007 ; Retallack et Jahren, 2008 ; Mata et Bottjer, 2011 ; Grasby et al., 2013 ; Loope et al., 2013 ; Lehrmann et al., 2015 ; Kershaw, 2015 et Xiang et al., 2016), suite à une hypoxie et/ou euxinisme dans un milieu marin relativement confiné, réducteur, calme et profond.

Durant le Famennien III à V, un talus à tablier à dominance de faciès noduleux micritique et faune pélagique, réapparaît, avec des slumps et des calcaires entroques (Fig. II-10-C) encroûtés par des stromatolithes (Abbache, 2019). Ces derniers sont considérés comme l'une des structures sédimentaires induites par la microbiologie (*MISS*). Ils sont développés sous certains facteurs physico-chimiques (pH, pression partielle de  $CO_2$ , température ...) qui contrôlent leur solubilité ou leur liaison, et associée à la circulation des fluides riches en teneurs de fer responsable de la pigmentation des calcaires noduleux ; la proximité de ces faciès à l'accident nord ougartien, et/ou la suture panafricaine facilite une influence hydrothermale, et l'activité bactérienne. En outre, le manque de figures sédimentaires hydrodynamiques, évoque un environnement relativement calme propice à la décantation des particules fines.

Pendant le Famennien VI, s'installe un bassin de type sillon avec des décharges turbiditiques à des structures sédimentaires hydrodynamiques (*groove casts*, *flute-casts*, rides linguïdes) et des structures de déformation synsédimentaire (*SSDS*) qui s'intercalent dans des phases de dépôts à hémipélagites constituant le cortège régressif (*FSST = Falling Stage System Tract*) suite à une régression forcée (Ouali Mehadji et al., 2012) liée à des mouvements distensifs, contribuant à l'élargissement du sillon, sous un contrôle tectono-eustatique (phase éo-hercynienne). La présence de migrabitumes (et/ou pyrobitumes) peut être expliquée comme une solidification d'hydrocarbure lourds (peut être provenant de la roche mère frasnienne) par la dimigration à

travers les irrégularités structurales (failles) et les contrastes lithologiques (porosités et perméabilités).

Cette dynamique sédimentaire conduit à création d'une diversité des traces d'activité biogénique qui traduit l'interaction faune-sédiment, illustrée par les assemblages des traces fossiles dont leurs intensités et répartitions spatio-temporelles sont variées (Fig. II-19 et Fig. II-20) tout est dépend sur les facteurs de contrôle résultant de fluctuation des paléoenvironnements de la marge nord-Gondwana au cours de cette époque.

Le premier ichno-assemblage est distingué par la dominance des *Zoophycos* et *Chondrites*, caractérise des environnements à conditions d'énergie extrêmement basses, où un faible taux de sédimentation et une moindre érosion ont prévalu (Patel et Patel, 2015). Cet ichno-assemblage indique une exploitation d'un substrat *soft* à *firm*, très riche en matière nutritive et des conditions appauvries en oxygène sous l'interface eau-sédiment. Ceci est corrélé avec l'assemblage des ostracodes indiquant une légère hypoxie dans un environnement calme sous la limite d'action des tempêtes (Maillet et al., 2013).

Le deuxième ichno-assemblage est marqué par la présence des traces fossiles typiques des dépôts aérobiques, dans des milieux marins à énergie faible à modérée caractérisés par l'accumulation de matière organique nutritive dans un substrat *firm*, qui coïncide avec l'association de quelques ostracodes mal préservées indiquant des environnements bien oxygénés (*Thuringian* de Casier, 2008 ; Maillet et al., 2013) avec d'autres formes de plateforme distale (*Metacopina* et *Podocopina*) (Casier, 2008), bien préservées, remobilisées et ramenées d'un environnement marin profond (Maillet et al., 2013) par des vagues internes ou de remontées d'eaux (de type *up-welling*). Par conséquent, cet ichno-assemblage caractérisé par la présence des terriers épichnia et endichnia à faible profondeur (*shallow-tier*) qui reflète une augmentation de l'enfouissement d'un apport de matière nutritive et d'oxygène causé par les vagues internes.

Le troisième ichno-assemblage est matérialisé par la dominance des *Chondrites* avec la présence d'autres traces fossiles (Fig. II-20) attestant une désoxygénation (Bromley et Ekdale, 1984) et disponibilité de matière nutritive benthique au sein des substrats. Ceci est corrélé avec l'assemblage des ostracodes (*Entomozoacea*) qui suggèrent une hypoxie dans un environnement de rampe distale, très calme sous la limite d'action des tempêtes.

Le quatrième ichno-assemblage est caractérisé par la dominance des *Chondrites* et *Nereites missouriensis* avec l'abondance de faunes naines pyriteuse et présence assez importante des

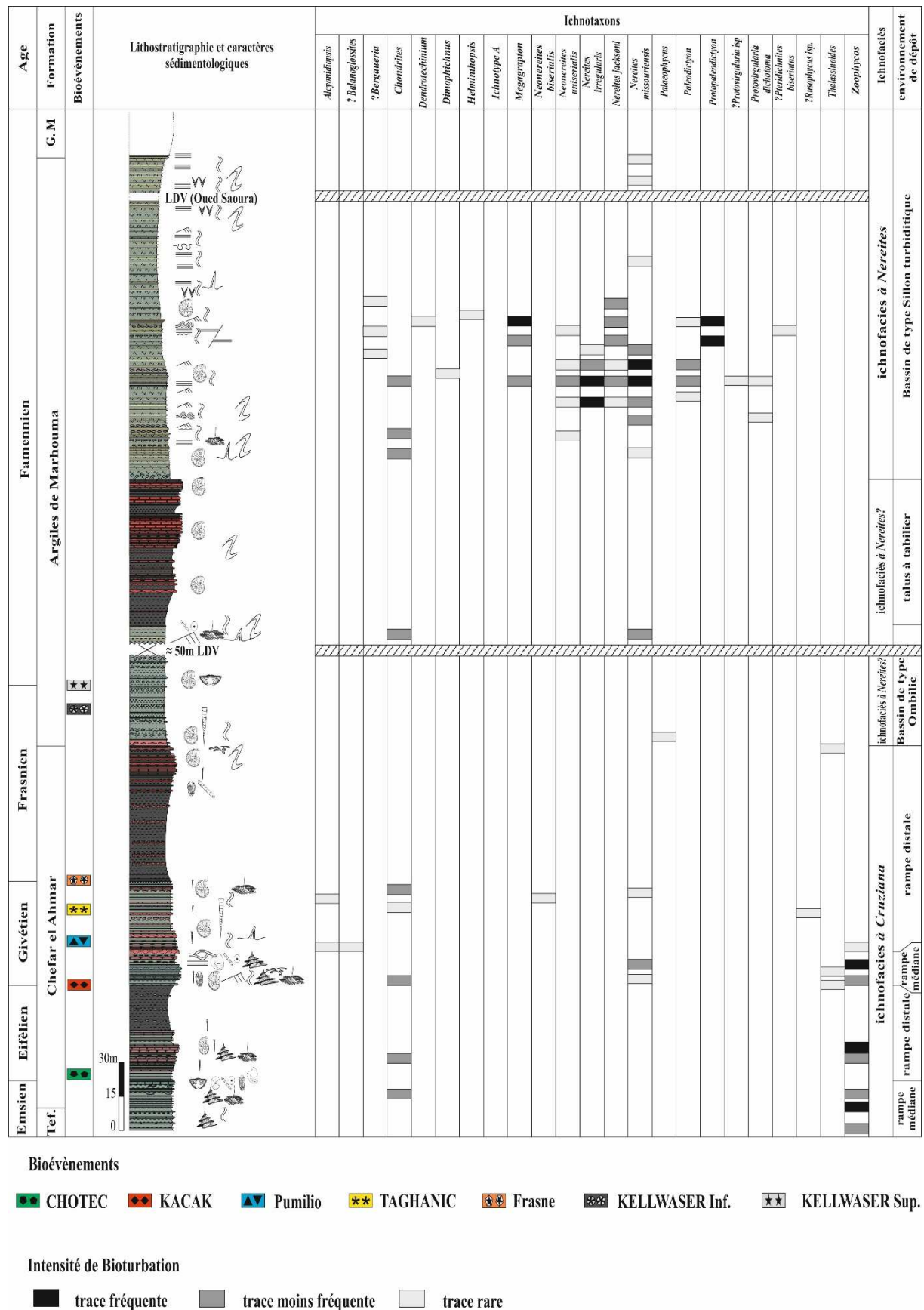


Fig. II-19 : Distribution des traces fossiles, ichnofaciès et environnements de dépôts de la série dévonienne étudiée (Bio-évènements repérés d’après les travaux de [Tandjaoui-Arif, 2014](#) et [Mahboubi, 2015](#)).



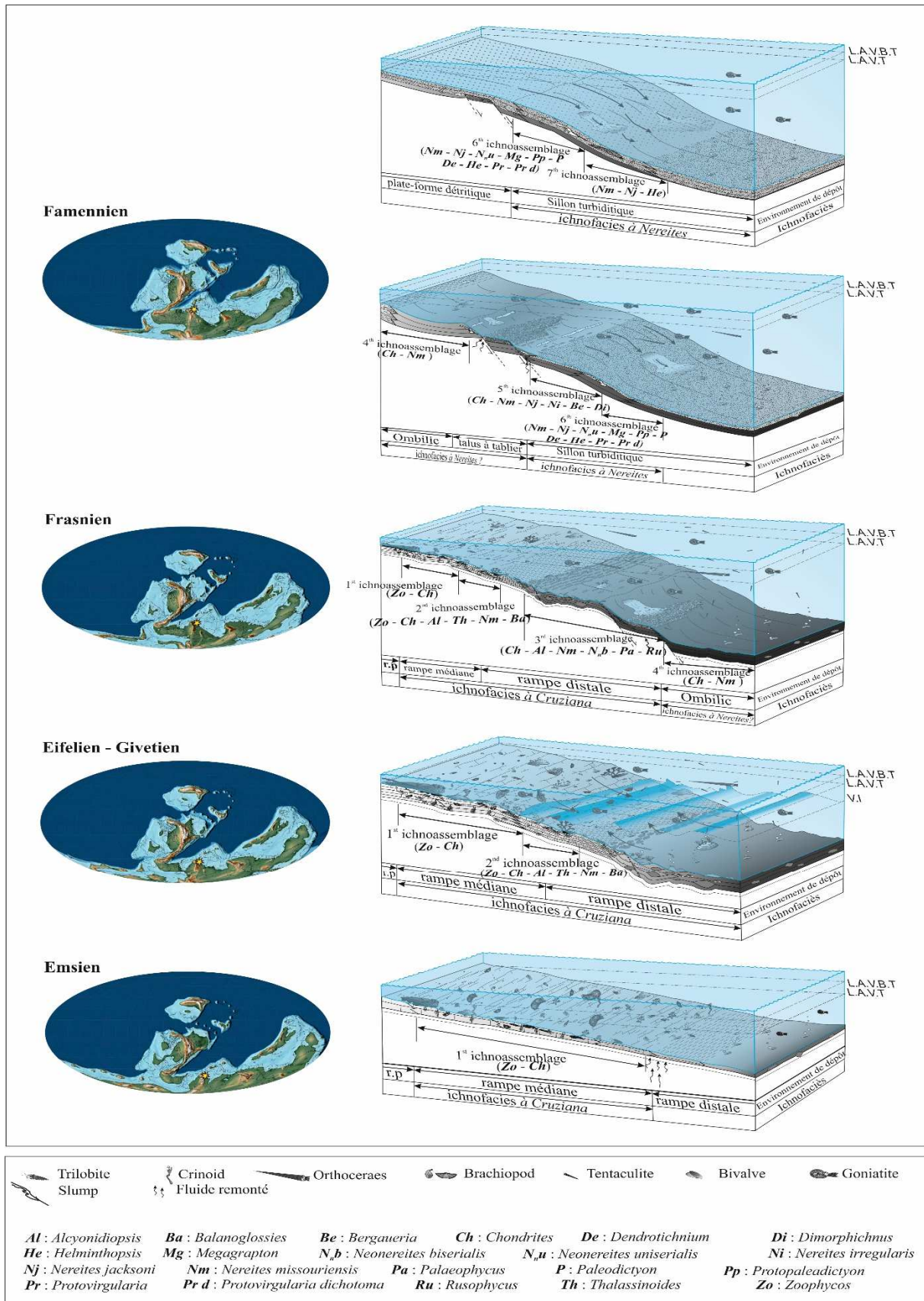


Fig. II-20 : Modèle schématique de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès et environnements de dépôt de la série dévonienne étudiée. (Les cartes paléogéographiques d'après les travaux de [Scotese, 2014a](#)) LAVT : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; LAVBT : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps ; VI : Vagues Internes.

structures d'échappement de fluides, en phase d'hypoxie dans un milieu marin relativement réducteur, calme et profond, où se réalisent des conditions qui relèvent de la zone de réduction des sulfates qui peut être associée à la décomposition des hydrates de méthane (son origine peut être de niveau Kellwasser supérieur) dont leur émission provoque les structures d'échappement afin d'un hydroplanage (Shanmugam, 2021).

Le cinquième ichno-assemblage est matérialisé par la dominance des traces fossiles *pascichnia* avec la présence d'autre (*Chondrites*, *Bergaueria*, *Dimorphichnus*... ; Fig. II-19 ; Fig. II-20) attestant une oxygénation des fonds et des eaux interstitielles relativement faible (présence des *Chondrites*, Bromley et Ekdale, 1986 ; Savrda et Bottjer, 1986, 1989a, 1989b ; Uchman, 1995 ; Tchoumatchenko et Uchman, 2001) mais calme et apport nutritif faible (Wetzel et Uchman, 1998a ; Seilacher, 1977 ; Miller, 1991) permettant la colonisation des organismes opportunistes exploitant vraisemblablement les arrivées terrigènes riches en matière nutritive lors des périodes d'instabilités tectoniques responsable des bouffées turbidiques. Par ailleurs, la présence des structures d'échappement des fluides, des slumps peut être liée à la décomposition des hydrates de méthane synchronisé avec un choc sismique induisant des instabilités de pente responsable des décharges turbidiques (d'après les modèles proposés par McIver, 1982 ; Bouriak et al., 2000 ; Dickens et al., 1995 ; Katz et al., 1999 ; Maslin et al., 2010).

Le sixième ichno-assemblage est dominé par les *Megagraption*, *Paleodictyon* et *Protopaleodictyon* avec la présence *Nereites jacksoni* et *Nereites irregularis*, *Neonerietes uniserialis*... ; Fig. II-19 ; Fig. II-20) qui indique un substrat oxygéné, pauvre en matière nutritive et énergie hydrodynamique relativement faible. Par ailleurs, la présence des failles et des slumps avec des structures cône in cône peut indiquer un suintement froid (*cold seep*) de faible intensité, causé par les instabilités de pente (Gay, 2002 ; Ho et al., 2016) qui favorisent aussi ces décharges turbidiques avec une interaction entre fluide (méthane), réduction des sulfates et activité bactérienne (Geptenr et al., 2013 ; Tribovillard et al., 2016, 2018).

Le septième ichno-assemblage est dominé par les *Nereites missouriensis* et autres traces *pascichnia* qui attestent une oxygénation et disponibilité de la matière nutritive au sein des substrats. En outre, la présence des structures cône in cône peut être indiquer un suintement froid (*cold seep*) de faible intensité, avec une interaction entre fluide (méthane), réduction des sulfates et activité bactérienne comme cité précédemment.

Les traces fossiles de dernier trois ichno-assemblages à l'exception des *Chondrites*, *Dimorphichnus*, *Bergaueria*, *Palaeophycus*, *Nereites* et *Néonereites* sont communément classés

parmi les *Graphogliptydaes*, dont leur association caractérise généralement les systèmes sédimentaires turbiditiques de type flysch, et nécessitent un environnement à énergie hydrodynamique relativement faible (Seilacher, 1967 ; Wetzel et al., 2007 ; Wetzel et Uchman, 2012 ; Bendella, 2012, Bendella et Ouali Mehadji, 2014).

Cette distribution des traces fossiles, ainsi que leurs ichno-assemblages et leur intensité nous a permis de les attribuer à deux ichnofaciès seilacherien (Seilacher, 1967) (Fig. II-19) illustrant une bathycroissance du milieu de dépôt ;

L'ichnofaciès à *Cruziana* a donné pour la partie basale de cette série (partie terminale de formation Teferguenit, et la formation Chefar el Ahmar) par l'association des trois premiers ichno-assemblages (Limam et al., 2021), qui concorde avec un environnement de rampe dans sa partie méso-distale, développé suite à la transgression globale du Dévonien moyen, amorcée sur la marge nord-Gondwana depuis l'Emsien terminal pour atteindre son pic au Frasnien Ib, représenté dans la région de Marhouma par un talus à tablier.

Les dépôts du Famennien II sont caractérisé par l'abondance des *Chondrites* et *Nereites missouriensis*. L'ichnofaciès à *Nereites* est proposé pour ces dépôts. Ceci peut être appuyée par l'aspect sédimentologique qui indiqua un environnement de bassin ombilic.

Durant le Famennien III à V, le développement d'un tablier de talus (sous forme de plateforme carbonatée, pélagique restreinte) (Abbache et al., 2019) dans un contexte de l'ichnofaciès à *Nereites*. Des niveaux équivalents, dans l'Anti-Atlas, furent interprétés comme olistostromes.

L'ichnofaciès à *Nereites* a attribué pour le reste (Famennien VI) (Bendella, 2012 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014) regroupe les trois derniers ichno-assemblages correspondant à un environnement profond de cône détritique. La prédominance des *Graphogliptydes* ainsi que les caractères sédimentologiques convergent et plaident en faveur de l'ichnofaciès à *Nereites* dont l'intensité de bioturbation régresse de bas en haut.

Le faible taux de bioturbation est dû à l'instabilité du substrat, sa texture (dureté de substrat), l'oxygénation, la disponibilité de matière nutritive et une forte énergie qui détruisent les traces fossiles. En effet, les dépôts événementiels sont caractérisés par des formes pré et post-dépositionnelles.

En outre, le passage de l'ichnofaciès à *Cruziana* vers l'ichnofaciès à *Nereites* sans passer par l'ichnofaciès à *Zoophycos*, peut être conséquence d'une évolution tectono-estatique responsable sur la mise en place des dépôts de la série étudiée.

Les données géochimiques isotopiques ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ ) des six échantillons (Ech 2, Ech3, Ech 5, Ech 6, Ech 8 et Ech 11) réalisées sur les poudres (la roche totale), localisées au niveau de la coupe levée montrent que  $\delta^{13}\text{C}$  varie entre -0,18 ‰ et -10,29 ‰ tandis que  $\delta^{18}\text{O}$  varie entre -9,65 ‰ et -13,35 ‰. (Tableau II-2).

**Tableau II-2** : Tableau montre quelques valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des dépôts de la série dévonienne étudiée

N° d'échant.	$\delta^{13}\text{C}$ (‰V-DPB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ V-DPB)
Ech 2	-0,18	-11,20
Ech 3	-1,24	-10,46
Ech 5	-0,83	-13,35
Ech 6	-1,13	-9,65
Ech 8	-10,60	-9,87
Ech 11	-10,29	-12,39

La comparaison de ces valeurs avec divers travaux et interprétations des différents indices géochimiques nous permette de proposer deux hypothèses sur l'origine de ces carbonates ;

Première hypothèse : Une origine à partir du  $\text{CO}_2$  issu de la fermentation microbienne de la matière organique en rapprochant au stade de la méthanogenèse soit dans la zone de réduction des sulfates (Claypool et Kaplan, 1974 ; Whiticar et al., 1986 ; Campbell et al., 2002). En effet, les organismes bioturbateurs ainsi que l'intensité de la bioturbation et les ichnofabriques, par la bioirrigation et/ou la bioadvection en pompant l'eau oxygénée dans les terriers, déséquilibrent les conditions redox (Aller, 1982, 1994), tout en créant des conditions défavorables pour les mirco-organismes (bactéries et *archaea*) responsables de la distribution verticale des éléments (espèces biogéochimiques majeures) dans les sédiments au cours de la diagénèse comme présentée dans la Figure I-7. Par ailleurs, les bactéries nourrissant du carbone introduit et fortement fractionné, suppriment efficacement le  $^{12}\text{C}$  du système grâce à leurs produits de respiration (Ruby et al., 1987 ; Löwemark et al., 2004).

Deuxième hypothèse : Une origine à partir du  $\text{CO}_2$  issu d'une source hydrothermale "gazo-hydrothermalisme" proche du domaine hydrothermal (épithermal et/ou système géothermal)

(Hoefs, 1987 ; Campbell et Bottjer, 1995 ; Wycherley et al., 1999 ; Baudin et al., 2007 ; Campbell, 2006 ; Campbell et al., 2010) où les gaz sont expulsés à travers des réseaux structuraux (failles) (Gay et al., 2004 ; Ho et al., 2016).

Dans cette série, la présence des granules de pyrite associées à des traces de *Chondrites* à petite taille (et absence des *Zoophycos*) et des faunes nains pourraient témoigner de l'anoxie dans les sédiments (Bromley & Ekdale, 1984 ; Savrda et Bottjer, 1986 ; Savrda et Bottjer, 1989a, 1989b) comme suggérés par les bio-événements localisés dans le Dévonien (Maillet et al., 2013 ; Tandjaoui-Arif, 2014 ; Mahboubi, 2015), où se réalisent des conditions qui relèvent de la zone de réduction des sulfates. Par conséquent, la pyrite framboïdale se développe dans les conditions anoxiques mais aussi dans les minéralisations liées à l'hydrothermalisme.

En outre, nous soupçonnons des épisodes hydrothermaux ;

- au passage Emsien-Eifélien (faciès *cementstone* et faune chimio-synthétique (Ouali Mehadji, comm. pers.) en relation avec l'âge proposé d'un événement magmatique (dyke doléritique, Mekkaoui, 2015) dans la région de la Saoura. Cet événement hydrothermal est signalé dans le bassin de Tindouf et sud de l'Anti-Atlas (Aitken et al., 2002 ; Franchi et al., 2014) ;

- un autre événement hydrothermal signalé au Dévonien moyen (Fabre, 2005 ; Franchi et al., 2014) associé avec un réchauffement climatique (Suttner et al., 2021) ;

- un autre événement hydrothermal signalé au Frasnien (Mekkaoui et al., 2017 ; Franchi et al., 2014) ;

- un événement hydrothermal proposé au Famennien III-IV selon les critères cités là dans ce travail ou dans d'autres travaux (e.g., Abbache, 2019 ; Abbache et al., 2019).

Ces épisodes hydrothermaux sont probablement liés à la province magmatique large (LIP ; Doucet, et al., 2020) qui ont probablement un impact sur la distribution biogéographique des traces fossiles identifiées au sein de la série étudiée.

**Tableau II-3** : Tableau récapitulatif des principaux marqueurs de la migration des fluides et leurs origines dans les dépôts de la série dévonienne étudiée

Les marqueurs de la migration des fluides \ Origine	Biologique	Sédimentologique	Structural
Partie sommitale de FBV	X	X	
Cheminé (et/ou <i>pipe rock</i> )		X	
Concrétions Carbonatés		X	
Calcaire Griotte	X	X	X
Cône in cône		X	
Biturbation (Terriers)	X		

**– TROISIEME PARTIE –**  
**JURASSIQUE (CALLOVO – OXFORDIEN)**

## INTRODUCTION

La géologie de l'Algérie septentrionale est constituée d'ensembles morpho-structuraux (l'Atlas Tellien, des Hauts Plaines, des Hauts Plateaux et de l'Atlas Saharien) modelés par l'orogénèse alpine (Fig. III-1). Les formations sédimentaires de la couverture, de ces domaines sont d'âge méso-cénozoïque surmontant un substratum hercynien qui apparaît sous formes de boutonnières.

Le domaine pré-atlasique (ou le domaine atlasico-tlemcenien *Sensu* [Ouared, 1987](#)) s'est développé entre le domaine tellien et tlemcenien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Il s'allonge suivant une direction généralement SW-NE. Dans sa portion Orientale aux confins du domaine tellien, se localise les monts du Nador, en une zone intermédiaire entre le domaine tellien au Nord et les Hautes Plaines au Sud-Ouest. Ces Monts prennent l'allure d'un anticlinal déversé, sur une quarantaine de kilomètre de longueur.

Plusieurs géologues se sont intéressés à la géologie des Monts du Nador, cumulant ainsi un état de connaissance qui permet une esquisse stratigraphique, paléontologique et paléogéographique. Les premiers travaux ont été réalisés par Renou ([1843](#)) et Ville ([1852, 1857](#)) où ils proposent pour la première fois la présence du Jurassiques dans plusieurs régions de l'Algérie occidentale y compris les Monts du Nador. Welsch ([1890](#)) a développé les premières coupes schématiques concernant le Djebel Nador. Il fut le premier à lever la coupe de Faïdja (ex. Benia) bien connue actuellement, où il définit quatre grands ensembles rassemblés en deux séries. Lucas ([1952](#)) inclut le Djebel Nador dans son étude synthétique portant sur la bordure des Hautes Plaines oranaises. Augier ([1967](#)) réalisa une synthèse stratigraphique concernant la couverture mésozoïque des Hautes Plaines, en se base principalement sur des corrélations d'ordre lithologique. Caratini ([1965, 1967, 1970](#)) a mis en évidence l'équivalent de la formation des Argiles de Saïda dans le domaine pré-atlasique (Monts de Chellala et Monts de Nador), désigné par le terme de "Série inférieure détritique", de l'Oxfordien-Kimméridgien. Ultérieurement, plusieurs travaux paléontologiques et biostratigraphiques ont été élaborés en se basant sur les ammonites du Lias ([Elmi et Faugeres, 1973](#) ; [Elmi et al., 1973, 1974](#) ; [Elmi et Callo-Fortier, 1985](#) ; [Douas Bengoudira, 2012](#)), et du Malm ([Atrops et Benest, 1981 ; 1982](#)). Par l'étude des Brachiopodes du Lias, deux familles (*Terebratulidae* et *Rhynchonellidae*) ont été définit dans l'intervalle Carixien – Toarcien du



Djebel En Sour (Kharroubi, 1987 ; Alméras et al., 2007 ; Messaoudi, 2015). Les études micropaléontologiques dans les Monts de Nador ont été réalisés beaucoup plus sur le Lias (Lasnier, 1965 ; Baloge, 1981 ; Sebane, 1984). L'aspect structural a été établi par Deleau (1935, 1948), Auclair et Biehler (1967) et Bourezg (1984).

L'étude des environnements de dépôts dans les Monts de Nador a été abordées par plusieurs auteurs ; Ouared (1987) étudia la transition "plateforme carbonatée-bassin" de la série carbonatée Lias-Dogger des Monts du Nador. Elle arriva à considérer les Monts du Nador comme un domaine "atlasico-tlemcenien", grâce à nouvelles données bio-lithostratigraphiques et l'interprétation séquentielle. Benest et al. (1995) ont étudié les Grès de Sidi Saâdoun, et attribuent cette formation à un milieu d'un éventail détritique peu profond mis en place dans un sillon intracratonique, en signalant le rôle prépondérant du facteur géodynamique (tectonique et subsidence) atteignant son maximum au cours de l'Oxfordien. En 1997, Benest et al. ont présenté les facteurs qui ont contrôlé la sédimentation dans le sillon pré-atlasique, et à travers tout l'Avant-pays de l'Oranie. Ils ont conclu que la fermeture du sillon pré-atlasique était à partir du Kimméridgien inférieur. Piqué et al. (2002) publièrent une synthèse géodynamique sur le Mésozoïque-Cénozoïque de la ceinture atlasique nord-africain tout en explique l'histoire géologique des différents domaines de l'Algérie septentrionale, y compris les Monts du Nador.

En étudiant l'aspect ichnologique des Monts du Nador, Othmane (2008) établit les ichnofaciès d'âge Callovo-Oxfordien-Kimméridgien dans le secteur de Sidi Saâdoun, où elle met en évidence trois ichnofaciès bien distincts, répartis sur trois environnements différents dans le sillon préatlasique : l'ichnofaciès à *Zoophycos* pour la formation des Calcaires du Nador, l'ichnofaciès à *Nereites* pour la formation des Grès de Sidi Saâdoun et l'ichnofaciès à *Cruziana* pour la formation des Argiles de Faïdja.

Cette partie est consacrée à une étude ichnologique des traces fossiles récoltées et leur interaction avec la paléo-circulations des fluides dans les sédiments de la série du Callovo-Oxfordien des monts du Nador (Secteur Sidi Saâdoun), afin de définir les environnements sédimentaires.

## CHAPITRE VII

### CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

#### VII.1. CADRE PHYSIQUE

Environ 40km au Sud-Est de Tiaret, les Monts du Nador forment un alignement de reliefs orientés SW-NE (Fig. III-1), dont l'altitude moyenne est d'environ 950 m. Ils sont bordés au Nord par le plateau de Sersou, au Nord-Est par les Monts de Chellala – Reibell, et au Sud-Est par le plateau d'Aïn Taga. Les Monts du Nador s'étendent sur 45km environ, depuis le Djebel En Nador à l'Ouest jusqu'au Djebel Goudjila à l'Est. Ces Monts appartiennent au domaine préatlasique (Caratini, 1965, 1967, 1970 ; Guiraud, 1973 ; Elmi, 1978 ; 1984 ; Ouared, 1987), développé dans une zone de transition située entre les Hautes Plaines oranaises au Sud et le plateau du Sersou au Nord (Atrops et Benest, 1981).

Les Monts du Nador sont subdivisés en trois chaînons (Ouared, 1987) :

1. Le chaînon occidental de Beloulid : allongé sur 20 km avec une direction N 70 et une orientation Ouest Sud Ouest - Est Nord Est, comprenant plusieurs sommets de différentes altitudes, (Dj Nador (1455 m), Dj Ben En-Nsour (1474 m) et Dj Rekbet Er Retem (1428 m).

2. Le chaînon central de Harmela : allongé sur 17 km avec une orientation Sud-Sud-Ouest/Nord-Nord-Est, avec Plusieurs sommets appartenant à ce chaînon (Dj Harchaou (1479 m), Dj Es Safeh (1475 m), Dj Feratis (1493 m), Sekouma (1371 m).

3. Le chaînon oriental de Bezzaz : allongé sur 17 km avec une orientation Ouest-Sud-Ouest/Est-Nord-Est, qui regroupe le Djebel El Medloun (1385 m), le Djebel Chemeur (1500 m), le Djebel Harchaou oriental (1380 m), le Djebel Goudjila (1232 m) et le Djebel El Koudiat (1100 m) qui présente la terminaison orientale de la Chaîne du Nador.

Les Monts du Nador montrent une série de crêtes alignées SW-NE, constituée de terrains jurassiques, organisés en trois unités topographiques observables du Nord au Sud :

- Chaîne du Nador : Elle correspond à un anticlinal à cœur triasique et liasique, déversé vers le NW, avec un flanc Sud nettement moins perturbé, et développement de la série du Jurassique (Elmi *et al.*, 1974). Les horizons fossilifères sont localisés dans le Lias moyen et supérieur (Domérien-Toarcien). La découverte de rares ammonites avait pourtant permis à Deleau (1948)

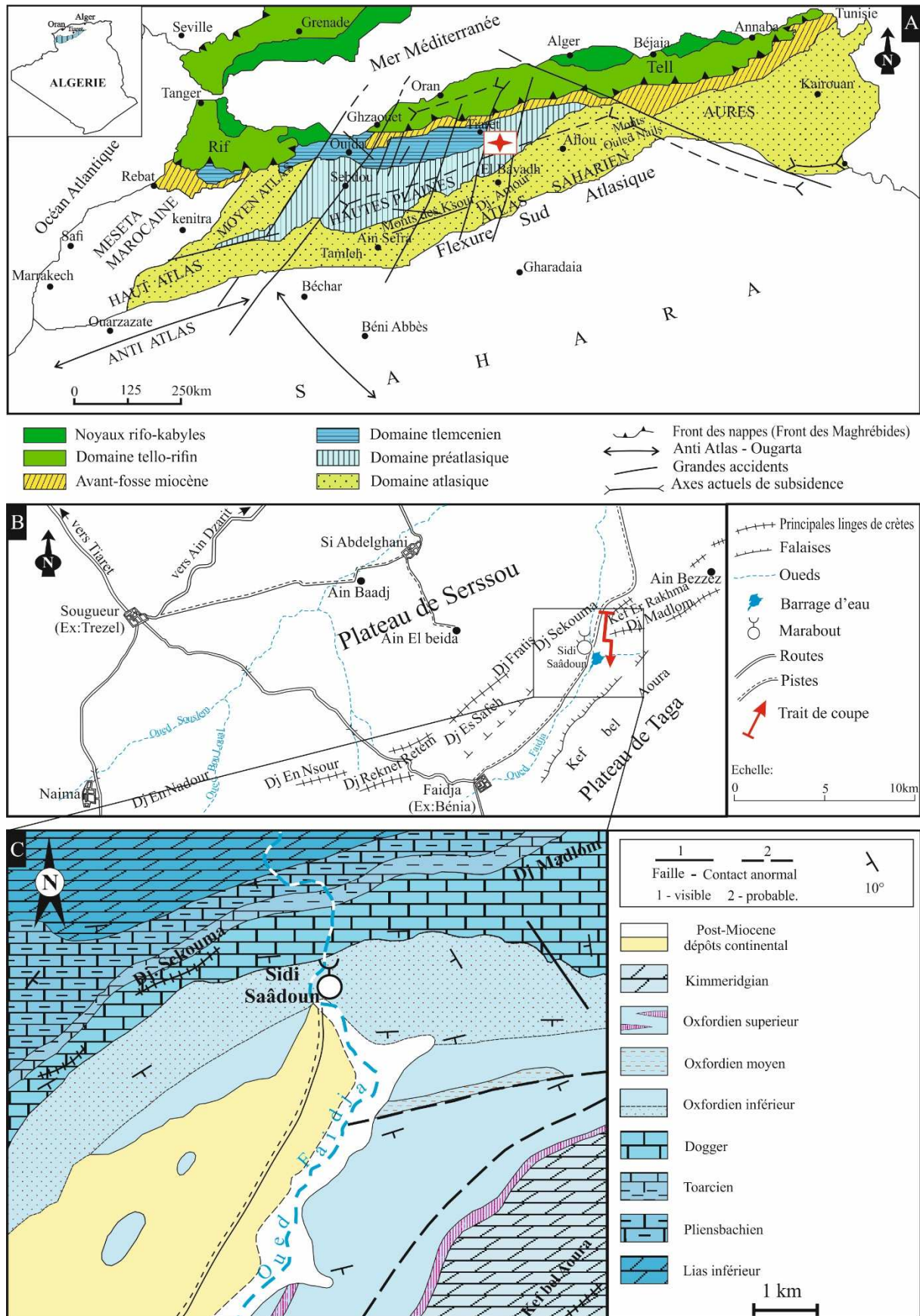


Fig. III-1 : Localisation du domaine préatlasique dans le cadre général (Elmi, 1978) (A) ; localisation du Secteur Sidi Saâdoun (B) ; Carte géologique du Secteur Sidi Saâdoun (Extrait de la carte de Sahari 1/100000) (C).

de distinguer l'Oxfordien et le Kimméridgien dans la coupe désormais classique de la vallée de l'Oued Faïdja au SE de Benia.

- Vallée de Faïdja : Elle est occupée par des marnes du Jurassique supérieur (Oxfordien), recouvertes parfois par des terrains du Miocène et du Plio-Quaternaire.

- Plateau de Taga : Il occupe le flanc Sud de la structure anticlinal du Nador, représenté par des formations dolomitico-calcaires du Jurassique supérieur, avec un faible pendage et une grande extension vers le Sud.

Caratini (1970) reprend cette coupe et la compare à d'autres profils effectués plus à l'Est dans les Monts de Chellala (en particulier le Dj. Ben Hammade). Au vu des faunes d'ammonites recueillies dans tout le massif, il insiste sur la difficulté de reconnaître la limite Oxfordien-Kimméridgien qu'il place de façon très arbitraire, et tente alors d'expliquer cette imprécision en mettant en doute l'homologie de l'extension verticale des faunes européennes et algériennes. De fait, les listes d'ammonites fournies montrent des mélanges de faunes qui en Europe sont habituellement superposées.

## **VII.2. ASPECT STRUCTURAL DE LA CHAÎNE DU NADOR**

La chaîne des Monts du Nador est affectée par un système des accidents qui s'organisent selon trois directions principales (Ouaïed, 1987) :

### **VII.2.1. Des accidents de direction atlasique**

Il s'agit d'un ensemble de fractures de direction NE-SW, organisé du Nord vers le Sud en trois faisceaux subparallèles :

- Le faisceau de la zone d'Ain El Adjar-El Kebar, situé dans la partie NW ; il sépare la chaîne du Nador du plateau du Sersou.

- Le faisceau de la zone de Harmela ; il forme une limite entre les formations liasiques et celles du Jurassique supérieur.

- Le faisceau de Faïdja ; il forme une limite entre la chaîne plissée du Nador et le plateau d'Ain Taga.

### **VII.2.2. Des accidents transversaux subméridiennes**

Ils correspondent à des décrochements sénestres et dextres (Lucas, 1952 ; Caratini, 1970), parallèles aux transversales de direction N10, définies par Glangeaud (1951). Les principales directions responsables du morcellement de la chaîne du Nador en plusieurs chaînons (Beloulid,

Harmela, Bezzaz) sont sensiblement parallèles aux grands transversales définies par Glangeaud (1951), Guiraud (1973) et Elmi (1970, 1972) :

- La transversale de Teniet el Haad affecte la partie orientale du Djebel Nador.
- La Transversale d'El Bayad-Tiaret parcourt la bordure occidentale du Djebel Nador et marque la frontière entre le domaine tlemcénien à l'Ouest et le domaine préatlasique à l'Est (Guiraud, 1973).

### VII.2.3. Des accidents de direction NW-SE

Les accidents de direction NW-SE sont peu marqués dans le Djebel Nador (Deleau, 1935, 1948 ; Caratini, 1970 ; Elmi, 1970, 1978), et affectent essentiellement les formations dolomitico-calcaires du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur observés dans le plateau d'Ain Taga.

## VII.3. CADRE LITHOSTRATIGRAPHIQUE DU JURASSIQUE DES MONTS DU NADOR

Globalement, la colonne lithologique du Jurassique du Djebel Nador est dominée par les formations carbonatées beaucoup plus que détritiques, (Fig. III-2). Le découpage lithostratigraphique est différent d'un auteur à autre. À partir des anciens travaux (Augier, 1967 ; Caratini, 1970 ; Elmi *et al.*, 1974 ; Atrops et Benest, 1981 ; Seban, 1984 ; Ouared, 1987 ; Bensef *et al.*, 1995) on a pu établir la succession des formations géologiques suivantes :

### VII.3.1. Formation des Dolomies de l'Oued Bou Loual

Cette formation est constituée par des bancs puissants et bien lités des dolomies calcaires, cristallines à microcristallines, de couleur gris-bleu avec une épaisseur de 350m (Caratini, 1970). Aucune faune n'a été récoltée dans cette formation ; les seuls arguments permettant l'attribution d'un âge Lias inférieur sont le contexte stratigraphique, car elle repose normalement sur les argiles gypseuses du Trias (Augier, 1967 ; Caratini, 1970). Dans la partie occidentale des Monts du Nador, la partie sommitale de cette formation correspond à la formation des Calcaires d'Aïn Kahla (28 m) (Carixien inférieur) avec ses trois membres : Calcaires à *Lituolidae* (b1), Calcaires à silts quartzueux (b2) et Calcaires oolithiques (b3) (Ouared, 1987 ; Kharroubi, 1987 ; Alméras *et al.*, 2007).

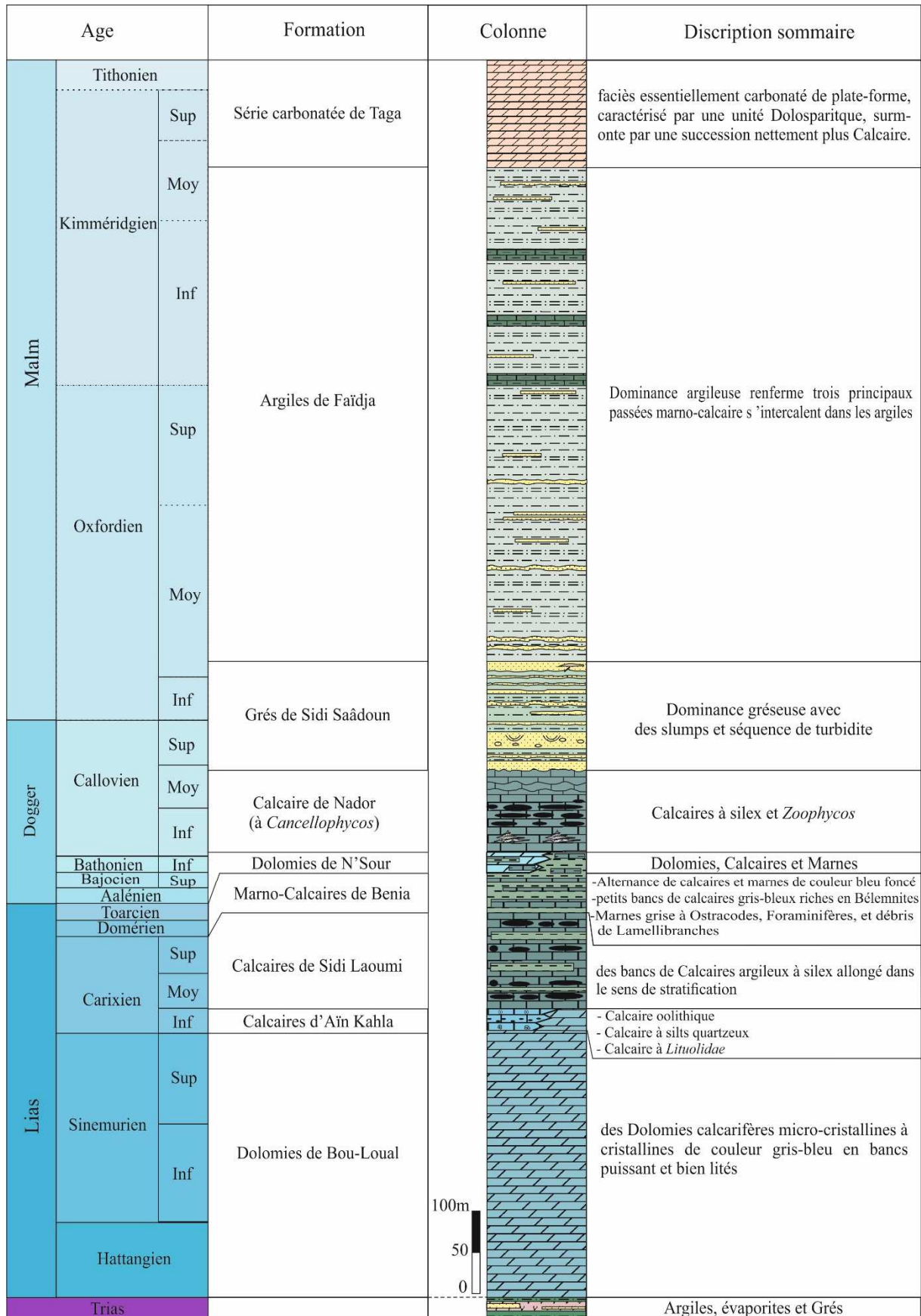


Fig. III-2 : Colonne lithostratigraphique du Jurassique des Monts du Nador (Inspirée à partir des travaux de Caratini, 1970 ; Elmi et al., 1974 ; Atrops et Benest, 1981 ; Seban, 1984 ; Benest, 1985 ; Ouared, 1987 ; Benset et al., 1995).

### VII.3.2. Formation des Calcaires de Sidi Laoumi

Cette formation correspond aux calcaires à silex inférieur du Nador (Elmi et al., 1974). Elle affleure au niveau du Dj En N'sour, Rekbet Er Retem et Es-Safeh d'une puissance de 120m (Caratini, 1970), elle est constituée par des bancs décimétriques de calcaire argileux, à rognons de silex allongés dans le sens de la stratification, et riche en microfaune. La base de cette formation est marquée par des niveaux marneux riches en ammonites et brachiopodes. Lucas (1952) avait attribué cette formation au Domérien moyen-supérieur, plus tard, Elmi et al. (1974) rapporteront au Carixien.

### VII.3.3. Formation Marno-calcaire de Benia

L'équivalent de formation les marnes d'Es Saffeh (*Sensu* Augier, 1967) et l'équivalent formation Marno-calcaire de Kheneg (*Sensu* Ouared, 1987) dans la partie occidentale des Mont du Nador. Sa puissance est estimée à environ 45 m (Caratini, 1970). Elle affleure au Dj Es Safeh, constituée globalement par deux unités (Seban, 1984) :

- La première comprend des marnes grises, à Ostracodes, Foraminifères, des débris de bivalves et grains de quartz, surmontées par une alternance de petits bancs de calcaire, gris bleu, (riche en Bélemnites) avec des interlits marneux.

- La deuxième est représentée par une alternance de calcaire et de marne, de couleur bleu foncé.

La richesse de la faune récoltée dans cette formation permet à Caratini (1970) de subdiviser celle-ci en cinq termes successifs (a, b, c, d et e). Elmi et al. (1974) ajoutent le terme f qui correspond aux calcaires à silex supérieur. La formation marno-calcaire de Benia est d'âge allant du Domérien inférieur attribué par la présence de faune *Protogrammoceras* et *Fuciniceras* (Elmi et al., 1974) jusqu'à Toarcien (zone à Meneghini) (Caratini, 1970 ; Elmi et al., 1974 ; Seban, 1984 ; Douas Bengoudira, 2012).

### VII.3.4. Formation des Dolomies de N'Sour

L'équivalent de "terme f" d'Elmi et al. (1974) de la formation marno-calcaire de Benia. Elle affleure au dans la partie occidentale des Mont du Nador (Dj En N'sour, Ouared, 1987 ; Kharroubi, 1987), globalement constituée par des Dolomies cristallines, des Calcaires marneux bleus et des Marnes schisteuses, d'une épaisseur estimée à environ 20m, rapporté à l'Aalénien-Callovien (Ouared, 1987).

### VII.3.5. Formation des Calcaire du Nador

Cette formation correspond aux calcaires à silex supérieurs du Nador (Elmi et al., 1974). Elle est représentée par une alternance des bancs décimétriques de calcaire, gris bleu, englobant des rognons de silex, allongés dans le sens de la stratification, et riche en *Zoophycos*, ammonites et bélemnites, avec des interlits marneux. Vers le sommet les calcaires deviennent pseudonoduleux. Concernant l'épaisseur de cette formation, elle est évaluée à 100 m dans la coupe de Sidi Saâdoun. La formation des Calcaire du Nador est datée au Callovien inférieur à moyen (Augier, 1967 ; Caratini, 1970).

### VII.3.6. Formation des Grés de Sidi Saâdoun

Cette formation définie par Caratini (1970), est bien visible dans la cluse de l'Oued Faïdja à proximité du Marabout de Sidi Saâdoun. Avec une épaisseur d'environ 130 m (Benset et al., 1995), elle se compose de grés, fins à stratification oblique à horizontale. La présence de phénomènes de slumping vers le haut de la formation indique une pente sédimentaire dirigée localement vers le Nord-Est. À environ 10 m vers le sommet un niveau de brèche calcaire à ciment ferrugineux (10 à 15 cm d'épaisseur) a livré une faune d'ammonites de l'Oxfordien moyen (Atrops et Benest, 1981).

### VII.3.7. Formation des Argiles de Faïdja

Il s'agit d'une épaisse formation à dominante argileuse dont l'épaisseur exacte est difficile à évaluer (plus de 600 m? (Atrops et Benest, 1981)). Elle se présente, dans ses deux tiers inférieurs, sous le faciès "Argiles de Saïda" (Elmi et Benest, 1978). Dans la partie inférieure elle comporte des bancs de grés, fins, à patine verte, parfois argileux ; leur base est souvent ornée de figures sédimentaires (*prod-casts*, *flute-casts*). Trois principales passées marno-calcaires s'intercalent dans les Argiles de Faïdja, avec dans la partie terminale, localement, des lentilles de grés indiquant des chenaux et des passées de calcaires biodétritiques, lenticulaires (débris de crinoïdes, d'huitres, de polypiers, associés à des oncolithes). Ces passées se développent vraisemblablement jusqu'au toit des Argiles de Faïdja. Atrops et Benest (1981) placent la limite Oxfordien-Kimméridgien entre les deux passées marno-calcaires situés à la partie supérieure de la formation des Argiles de Faïdja qui ont livré des faunes d'ammonites de l'Oxfordien supérieur (zone à *Planula*) et du Kimméridgien inférieur (zones à *Hypsolocyclum* et à *Divisum*). La limite Oxfordien/Kimméridgien est réétudiée et placée entre les zones Ammonite *Hypselum* et *Bimmamatum*. Cette limite est également reconnue par d'autres



données stratigraphiques - paléontologiques, géochimiques et paléomagnétiques ([Wierzbowski et al., 2016](#)).

### **VII.3.8. Série de Taga**

Il s'agit d'une épaisse série (120 environ), essentiellement carbonatée, à faciès de plate-forme, formant le monoclin à pente douce du plateau de Taga. Elle débute par une unité dolosparitique (cuesta du Kef bel Aoura), surmontée par une succession nettement plus calcaire d'âge Kimméridgien supérieur ([Atrops et Benest, 1981](#)). On distingue :

- L'unité dolosparitique inférieure (60 à 80 m), qui consiste en dolomies massives. Localement, lorsque la dolomitisation n'est pas trop importante, on peut observer des calcaires granulaires, bioclastiques (micrites oncolithiques ou oosparites de type grainstone) renfermant souvent des entroques ainsi que des débris roulés d'organismes provenant notamment de polypiers. Cette unité dolosparitique admet vers la base une passée lenticulaire argilo-gréseuse et se termine par des oosparites et des dépôts de type grainstone, localement sont préservés de la dolomitisation vers le haut de l'unité.

- L'ensemble calcaire supérieur (50 m environ), appartient à une série couvrant le plateau de Taga et dont l'âge s'échelonne du Kimméridgien supérieur au Crétacé basal ([Atrops et Benest, 1981](#)).

## **CHAPITRE VIII**

### **CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE**

#### **VIII.1. LITHOSTRATIGRAPHIE**

Dans le cadre d'une étude détaillée du Callovo-Oxfordien des Monts du Nador, secteur de Sidi Saâdoun, le trait de coupe ayant une direction NE-SW, se situe à 12 km à l'Est de la commune de Faïdja (Fig. III-1-B), avec trois formations qui se distinguent :

##### **VIII.1.1. Formation des Calcaires du Nador**

Elle s'agit d'une alternance marno-calcaires, affectée par un slump dans la partie médiane (Fig. III-3, Fig. III-4-B) d'une puissance totale estimée d'environ 108m. Le caractère lithologique de la formation Calcaire du Nador nous a permis de distinguer deux unités :

##### **Unité 1 : alternance calcaires et marnes à *Zoophycos* (36m)**

Il s'agit d'une alternance marno-calcaires dans laquelle les calcaires se présentent en bancs centimétriques à décimétriques (0,10 à 0,40m d'épaisseur), de texture micritique, et de couleur vert parfois bleu à la patine, gris à la cassure, et qui s'organisent en bancs stratodécroissants, généralement continus latéralement, à Ammonites et Bélemnites (Fig. III-7-A, B, C) bioturbés avec des terriers de type *Zoophycos* et *Chondrites* (Fig. III-14-D, E). Les marnes sont indurées en banc décimétriques, de couleur grise, montrent une certaine stratodécroissance.

##### **Unité 2 : alternance calcaires et marnes à silex (72m)**

Elle correspond à une alternance serrée, les calcaires sont micritiques, verdâtre à la patine et grisâtre à la cassure, qui s'organisent en bancs de 0,20 à 0,30m d'épaisseur, à surface localement irrégulière, à ammonites, rostrés de bélemnites, et des traces fossiles de types *Zoophycos*, séparés par des interlits marneux plus ou moins indurés à épaisseurs variées (0,05 à 0,10m), de couleur verdâtre.

Les bancs calcaires sont rembourrés à l'interface par un silex de couleur jaune clair à brune soit en lits continus parallèles à la stratification (Fig. III-7-D), soit souvent en rognons disséminés.

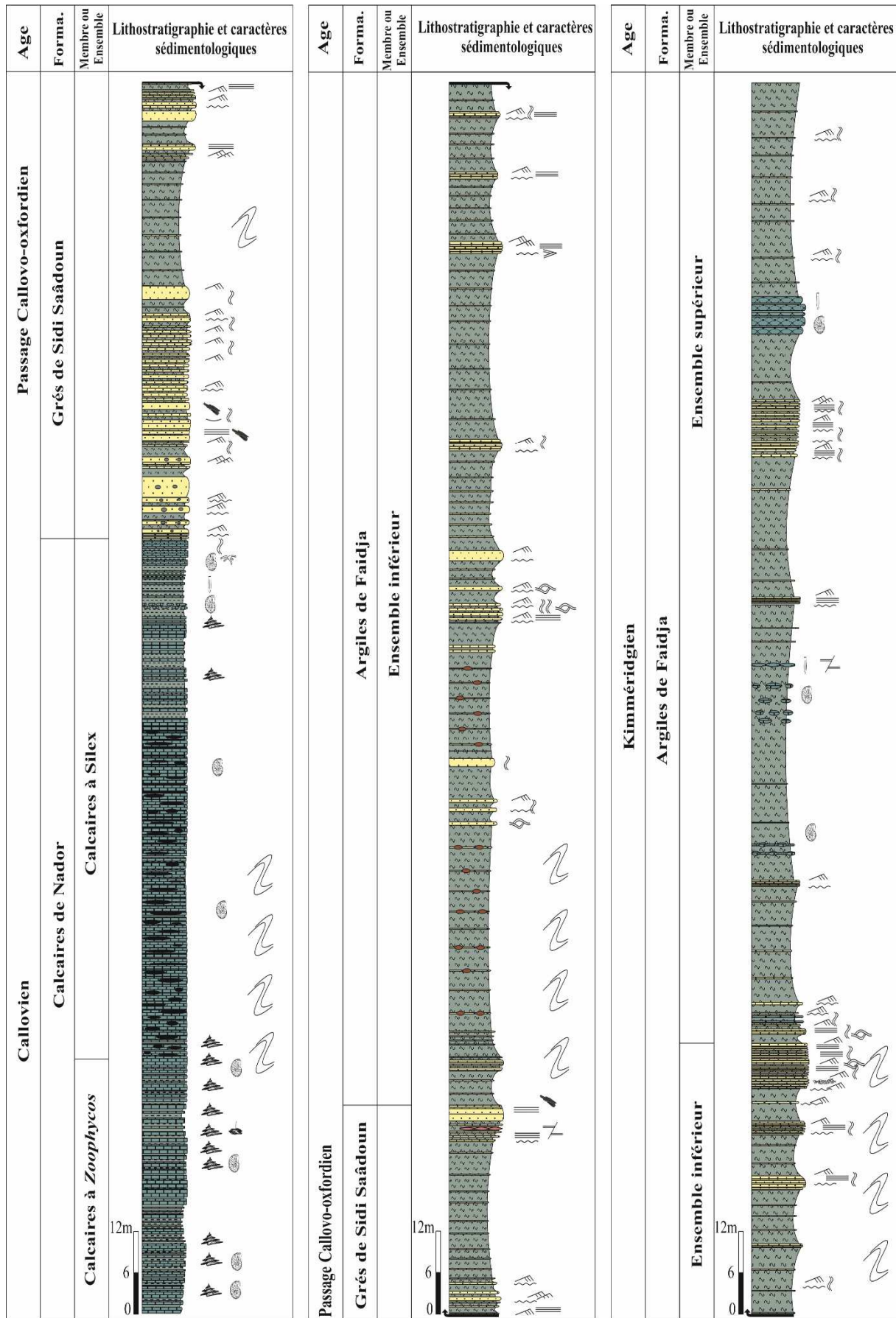


Fig. III-3 : Succession lithostratigraphique des formations étudiées dans le secteur Sidi Saâdoun

Vers le sommet, l'alternance devient plus ou moins dilatée, où les calcaires se présentent en bancs centimétriques à décimétrique, d'aspect pseudonodulaire à noduleux (Fig. III-7-F), et s'achève par des bancs décimétriques de calcaire de couleur gris, à des ammonites, bélemnites et des traces fossiles de type *Thalassinoïdes* (Fig. III-14-C, C) et *Neoereites uniserialis* (Fig. III-12-D).

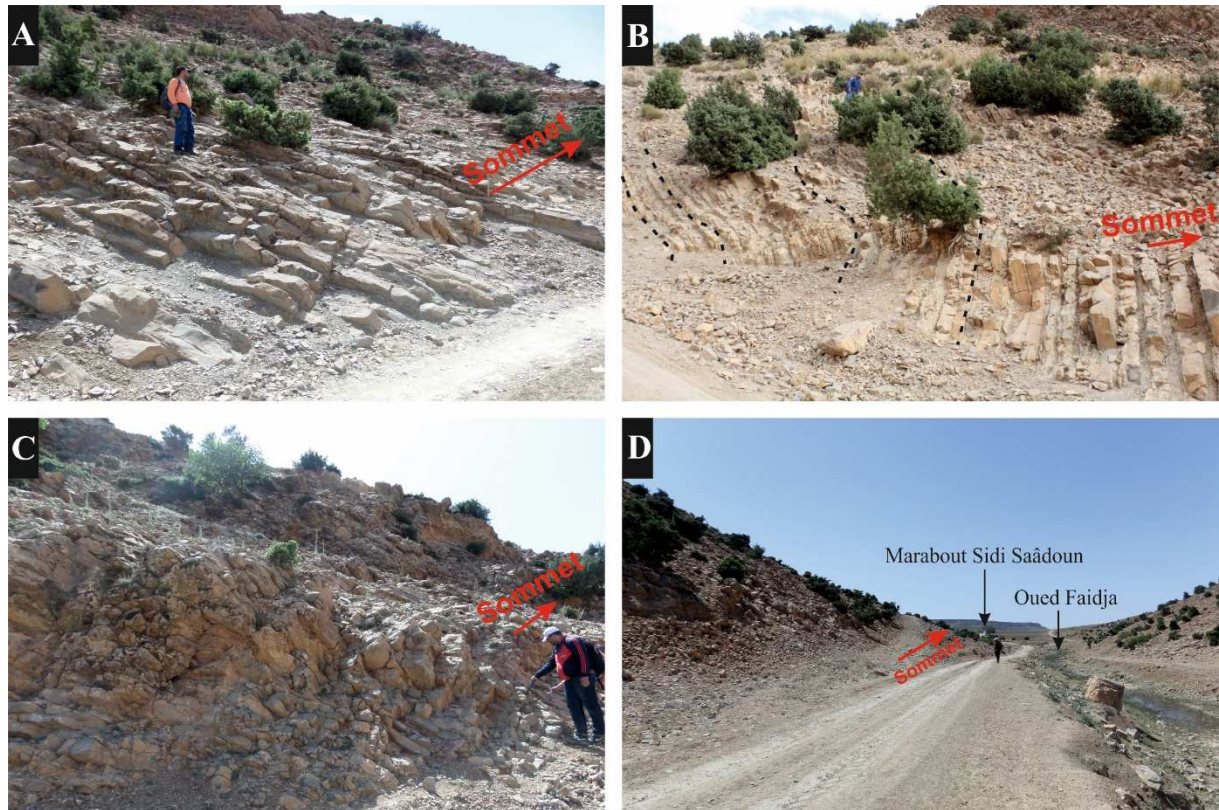


Fig. III-4 : Des photos panoramiques de la formation des Calcaires du Nador : A- partie inférieure ; B- partie médiane affectée par un slump ; C et D- partie supérieure.

### VIII.1.2. Formation des Grés de Sidi Saâdoun

Le passage de la formation des Calcaires du Nador à la formation des Grés de Sidi Saâdoun est matérialisé par ravinement. La formation des Grés de Sidi Saâdoun a une épaisseur d'environ 96m. La partie basale est caractérisée par des bancs de grés d'épaisseur décimétrique (de 0.10 à 0.60 m), de teinte jaunâtre à marron et montrant, à grains moyens à fins, légèrement micacés, renferment d'abondantes granules ferrugineuses, des grains de pyrite, des débris de bivalves, débris végétaux (Fig. III-10-C) et par endroits quelques nodules carbonatés (Fig. III-

8-A). La surface sommitale des bancs grés contient des galets mous et parfois des empreintes d'ammonites (Fig. III-10-A et B). La base des bancs est souvent irrégulière, érosive et riche en figures d'érosion (*sole marks*), essentiellement des figures d'affouillements turbulents (des *gutter-casts* et *flute-casts*), et des figures d'objets trainés (*groove-casts*, *prod-casts*) (Fig. III-10-E, F, G et H).

Au-dessus de cette alternance se développe une épaisse couche argileuse à quelques niveaux silteux, centimétriques (0,05m), affectée par des slumps, et surmontée par une alternance argilo-gréseuse ; les niveaux gréseux souvent s'organisent parfois en bancs centimétriques à décimétriques, stratocroissants, formant des paquets à interlits argileux (de 0.05 à 0.20 m). La surface basale de la plupart des bancs gréseux est parfois irrégulière (ravinante), et à ichnofossiles associés ou pas à des figures d'affouillement (*flute casts*) et d'objets traînés (*groove casts*). La surface sommitale des bancs peut être modelée par des rides, associées à des traces d'organismes.

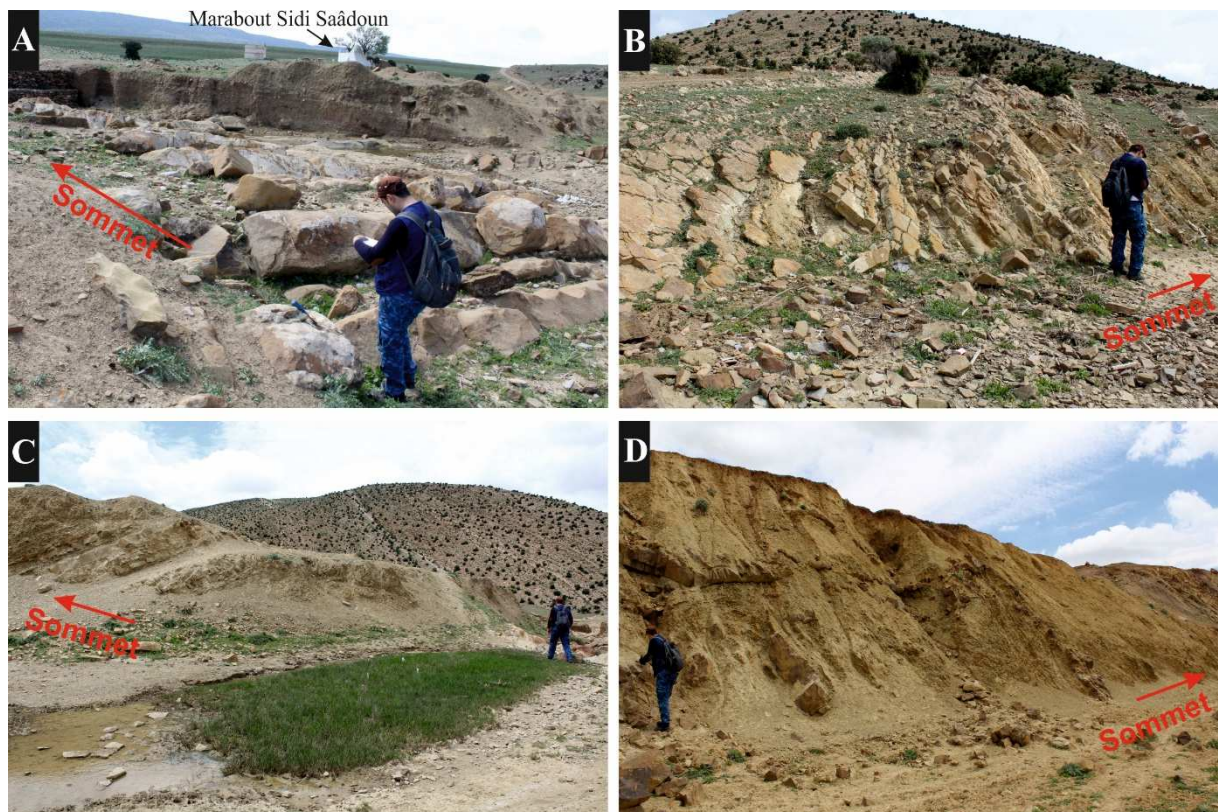


Fig. III-5 : A et B- photos panoramiques de la formation des Grés de Sidi Saâdoun ; C et D- partie basale de formation des Argiles de Faïdja.

Quelques strates de grés montrent une évolution verticale de type séquence de Bouma (1962), avec des suites tronquées ou rabougries ( $T_{a-b}$  et  $T_{b-c-d}$ ) (Fig. III-10-D).

La partie sommitale de la formation des Grés de Sidi Saâdoun est caractérisée par une épaisse couche argileuse (environ 20m) à quelques niveaux silts, centimétriques (0,05m), et couronnée par une alternance argilo-gréseux, serré, affectée par une faille normale synsédimentaire surmontée par des lentilles (0,20m d'épaisseur) et des nodules de calcaires micritiques (de diamètre 0,05m) de couleur rouge brun (Fig. III-8-B et C) et par des bancs gréseux (0,20m à 0,60m).

### **VIII.1.3. Formation des Argiles de Faïdja**

Au-dessus de la formation des Grés de Sidi Saâdoun se développe la formation des Argiles de Faïdja, d'une épaisseur d'environ 600 m. Nous avons levé que la partie oxfordienne (d'après les données biostratigraphiques d'Atrops et Benest, 1981). Le passage entre la formation des Grés de Sidi Saâdoun et la formation des Argiles de Faïdja se fait par une couche d'argile à des lits noirâtres (Fig. III-5-C) surmonte un banc gréseux centimétrique à surface sommitale caractérisée par la présence des bois silicifiés et structures biogéniques (perforation) (Fig. III-9-A)

Sur la base de la lithologie et de la stratonomie, on subdivise cette formation en deux ensembles :

#### **Ensemble Inferieur (440m)**

Cet ensemble est argilo-gréseux, dominé par les argiles, avec la présence des déformations synsédimentaires (*slumps*) de grande ampleur (Fig. III-5-D). Il commence par 1m d'argile verte, indurée, coiffée par un terme lithologique argilo-gréseux, serré, de 5m d'épaisseur, plus ou moins régulier, avec des bancs de moins de 0.20m. Les argiles sont de couleur jaunâtre à gris verdâtre, à niveaux noirs, très minces (Fig. III-6-A). Les grés sont fins, de couleur gris jaune, souvent à laminations horizontales, ou des grès massifs, à base irrégulière, et surface supérieure à rides associées par endroits à des débris de bois.

Au-dessus de cette alternance, les argiles vertes prennent de l'ampleur, matérialisées par une combe (20 m), d'aspect schisteux, intercalées par quelques rares niveaux, minces, de silts d'ordre centimétrique (0.05m), vert à marron, à des nodules ferrugineux et bancs gréseux, couronnées par une alternance irrégulière d'argiles et grés ; les niveaux gréseux sont d'épaisseur

décimétrique (de 0.10 à 0.70 m) et s'organisent parfois en bancs stratocroissants, formant des paquets à inter-lits argileux, et sont souvent de teinte jaune à marron, à grains moyens à fins, avec une base érosive et des surfaces supérieures modelées par des rides de courant, des terriers horizontaux en forme Y et des pistes. La structure interne des bancs peut montrer également des laminations horizontales et parallèles ou de simples grès massifs.

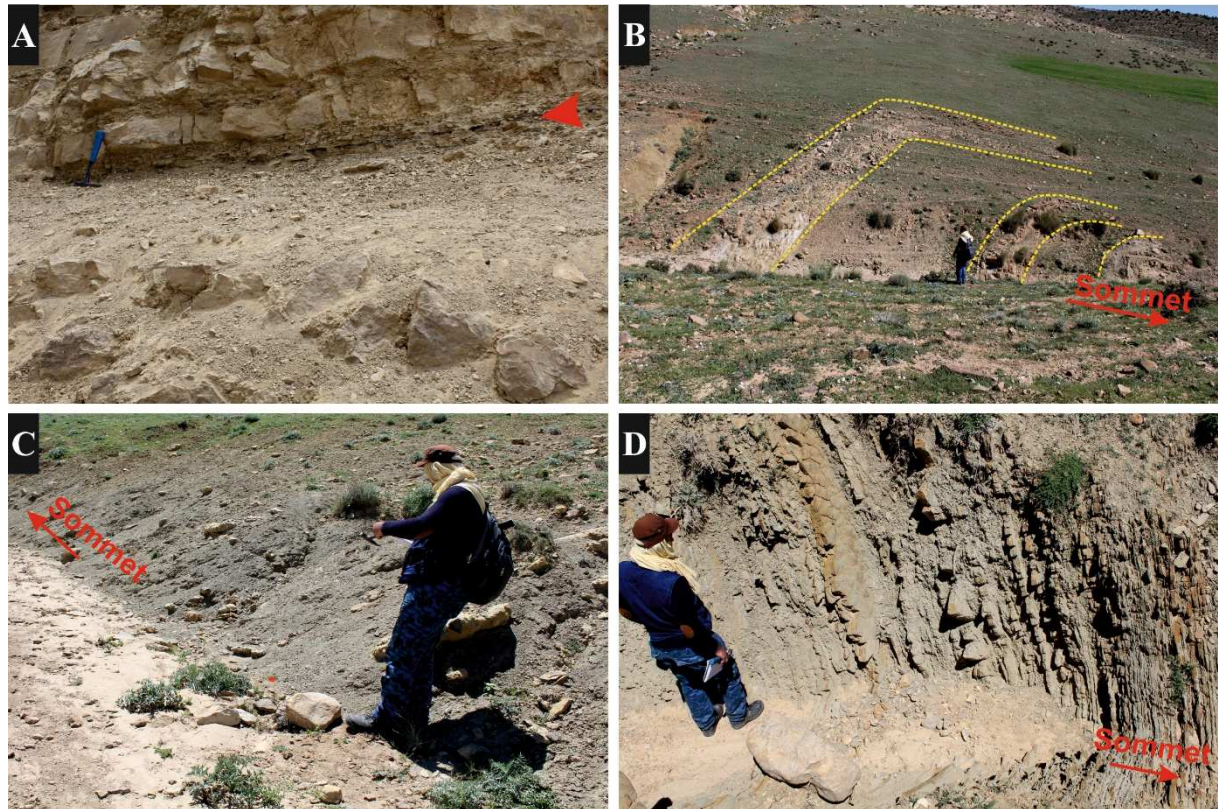


Fig. III-6 : **A-** partie inférieure de l'ensemble inférieur de formation des Argiles de Faïdja montre la présence des niveaux noirâtres très minces ; **B-** partie supérieure de l'ensemble inférieur de formation des Argiles de Faïdja ; **C-** Concrétions carbonatées dans l'ensemble supérieur de formation des Argiles de Faïdja ; **D** – alternance argilo-gréseuse rapprochée dans l'ensemble supérieur de formation des Argiles de Faïdja.

La partie médiane de cet ensemble est représentée en quasi-totalité par des argiles finement litées, de couleur verte ou grise en combes métriques (entre 10 et 20m) à lits silteux de 0.05m d'épaisseur, intercalées par des barres gréseuses, métriques, en bancs rapprochés, à grains fins brun foncé à jaune, centimétriques à décimétriques, et des interlits d'argiles vertes. On note, la présence de quelques laminations planes et parallèles, des laminations entrecroisées (Fig. III-9-F), et des laminations ondulées complexes. La surface sommitale des bancs est souvent modelée par des rides lingoïdes et par des rides d'interférences (Fig. III-9-C, D), abimées par des structures biogéniques sédimentaires sous forme des terriers horizontaux et des pistes.

Vers le sommitale de cet ensemble, on a une alternance d'argiles vertes avec bancs gréseux à grains fins, de teinte beige jaunâtre, de 0.05 à 0.20m d'épaisseur, à bases érosives, et des figures d'affouillement (*flute casts*). L'interface des bancs gréseux montre de rares litages obliques en mamelon à petite échelle (micro *HCS*), des laminations horizontales, et des laminations obliques ou entrecroisées. Ces structures se succèdent le plus souvent pour constituer des termes répétitifs. Parfois l'interface des bancs est représentée par un seul terme parcouru à la surface supérieure par des rides lingoïdale, de taille relativement moyenne, accompagnée par des traces fossiles. En outre, nous notons que cette partie est affectée par des déformations synsédimentaires (*slump*).

### **Ensemble supérieur (138m)**

Cet ensemble est marqué par des bancs calcaires et nodules à ammonites et bélemnites, interrompus par des alternances métriques argilo-gréseux, centimétriques et décimétriques bioturbés. Il débute par une couche d'argiles vertes, de 2m, suivie par une alternance serrée de 1m d'épaisseur d'argile et de grès à des laminations horizontales et des rides de courant, à bioturbation, et surmontée par des bancs de calcaire gréseux à séptaria et à surfaces ferrugineuse (Fig. III-8-D, E), suivis d'un banc gréseux massif jaunâtre à surface sommitale sculptée de rides de courant. Apparaît ensuite, une combe argileuse verdâtre de 15m d'épaisseur, admettant des passées de silt et grès fins à figures d'érosion (*sole marks*), coiffée par un banc de grès fins. Vers le haut, une combe marneuse de plus que 40m, comprend des calcaires micritiques sous forme des nodules et des tubes dispersés, de taille centimétrique à décimétrique, blanc à la patine, grisâtre à la cassure, et dispersés dans les argiles (Fig. III-6-C) renferment des ammonites et bélemnites, et des structures biogéniques (Fig. III-12-G). Celle-ci est coiffée par un banc de 0.25m d'épaisseur de calcaire micritique grisâtre à des bélemnites affecté par une faille inverse.

Sur le plan ichnologique, cet ensemble montre des traces fossiles moins abondantes que ceux de l'ensemble inférieure. Il s'agit en particulier des terriers horizontaux associés le plus souvent à des figures d'érosion, et des pistes au sommet des bancs.

La coupe s'achève par une alternance argilo-gréseuse, serrée (Fig. III-6-D). Les grès sont fins à moyen, de teinte jaune, et s'organisent en bancs centimétrique à des bases érosives (*flute casts*) et laminations obliques en rides grimpanes (*climbing ripple cross lamination*), des rides de courant (Fig. III-9-H) ainsi que des traces fossiles, séparés par des interlits argileux d'une épaisseur variées (0,05 à 0,10m), de couleur grisâtre.



## VIII.2. SEDIMENTOLOGIE

L'analyse sédimentologique de la série Jurassique (Passage Dogger-Malm), étudiée dans le secteur de Sidi Saâdoun, a permis de mettre en évidence les différents faciès sédimentaires, en se basant sur l'épaisseur, la texture, les structures sédimentaires, le contenu faunistique et ichnologique, identifiés sur le terrain. Les informations obtenues de la description de ces faciès ont permis de ressortir les processus de dépôts, et utilisées pour concevoir l'interprétation sur les conditions hydrodynamiques et physico-chimiques des environnements de dépôts, la dynamique sédimentaire et les fluctuations du niveau marin.

### VIII.2.1. Faciès carbonaté

#### Faciès de plateforme externe

Ce faciès caractérise l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il consiste en des calcaires biomicritique, de texture mudstone à wackstone, d'épaisseurs centimétriques, montrant un aspect homogène et pseudonoduleux, avec des surfaces irrégulières, à ammonites et bélemnites, qui s'alternent avec des niveaux marneux, gris, dans une succession monotone, formants des barres carbonatées intercalant des combes argileuses à concrétions carbonatées dispersées, interrompu par des alternances, serrées, argilo-gréso-silteux (Fig. III-6-D).

Ce faciès suggère une sédimentation lente et continue sous conditions hydrodynamiques faibles à moyennes, dans un milieu marin de plateforme (*sensu* Tucker et Wright, 1990) peu profonde (subtidal), ouvert, bien oxygénée, où l'activité organique intervient sur des sédiments meubles ou plastiques en modelant les bancs calcaires donnant d'abord de faux nodules avec des surfaces irrégulières sculptées. Les argiles se décantent durant les périodes de décélération l'énergie hydrodynamique (Blatt *et al.*, 1980 ; Allen, 1985) ou les particules colloïdales en suspension sédimentent rapidement, et recevant un matériel silico-clastique (Pedersen, 1985) en échos de tempêtes.

#### Faciès de plateforme externe à haute de talus

Ce type de faciès caractérise la formation des Calcaires de Nador, Il s'agit principalement des alternances marno-calcaire, représentées par des biomicrites, de texture mudstone à wackstone, à ammonites et bélemnites (Fig. III-7), fortement colonisés par des structures biogéniques de type *Zoophycos* avec présence ponctuelle de *Chondrites*, *Palaeophycus*, *Thalassinoïdes* et *Néonereits uniserialis* associés à des silex (Fig. III-7-D) en rognons, en lits mince, discontinu interstratifié dans ces calcaires, ou encores en structures ressemblant à des



Fig. III-7 : les différents faciès de la formation des Calcaires du Nador : **A-** Ammonites dans les calcaires ; **B** et **C-** Bélemnites dans les calcaires ; **D-** Calcaires à silex ; **E-** Calcaires à boudinage dans la partie sommitale ; **F-** Calcaires noduleux à des ammonites dans la partie sommitale ; **G-** Ammonites dans les calcaires noduleux ; **H-** Ammonites dans les calcaires de la partie sommitale.

*Thalassinoïdes*. Les Marnes forment des interlits ou des couche continues. Les figures sédimentaires d'origine hydrodynamique sont absentes. Enfin, on note la présence des slumps (Fig. III-4-B).

Ce faciès se développe dans les dépôts marins profonds, où la bathymétrie est de plus en plus croissante, notamment avec la prédominance des marnes, des ammonites et des bélemnites. L'importance de la fraction boueuse (micrite), et la texture fine du sédiment suggèrent un milieu marin ouvert, faible énergie, sous la limite d'action des tempêtes. Les marnes se mettent en place par la décantation sous faible énergie hydrodynamique (Blatt *et al.*, 1980 ; Allen, 1985) voire nulle. On peut supposer une origine de silex liée à la circulation de fluides riches en silice d'origine biogénique, par la dissolution des squelettes d'organismes siliceux (Calvert, 1971 ; Lancelot, 1973 ; Heath, 1974) ou par lessivage des minéraux silicatés présents sur le continent dans les argiles, les roches et les cendres volcaniques (Calvert, 1974 ; Rio, 1982), précipitée dans les eaux interstitielles des sédiments carbonatés boueux (micrite) non encore compactés (Lancelot, 1973 ; Keene et Kastner, 1974).

### **Concrétions carbonatées**

Ce type de faciès est réparti sur le long de série étudiée. Il consiste en biomicrites, parfois biomirosparitique de texture mudstone à wackestone, de différentes couleurs ; ocre, rougeâtre, verdâtre, blanchâtre ou grisâtre, à structures concentriques, montrant une grande variété de forme et de tailles. On distingue :

- **Concrétions nodulaires**

Les nodules centimétriques sont irréguliers, et généralement jointifs (*nodules-supported*) ou séparés, baignant dans des marnes ou argiles (*mud-supported*) et/ou dans des calcaires (*lime-supported*) allongés selon le sens de la stratification, dans des bancs décimétriques (0,60 m) riche en ammonite (Fig. III-7-F, G) avec une extension latérale décimétriques, ou encore des lentilles décimétriques (0,20 m) qui surmontent des failles (Fig. III-8-B, C) et/ou couches continue des concrétions ellipsoïdales coalescentes (Calcaire boudiné) (Fig. III-7-E).

Les nodules décimétriques sont ellipsoïdaux à encroûtement ferrugineux, reliés par un banc de calcaire qui passe par leurs centres (Fig. III-8-D, E) ou apparaissent souvent comme des formes isolées, parfois bioturbées (Fig. III-12-G) dont la stratification de la roche encaissante (Argile) est déformée, et tracées à travers et autour de ces concrétions.

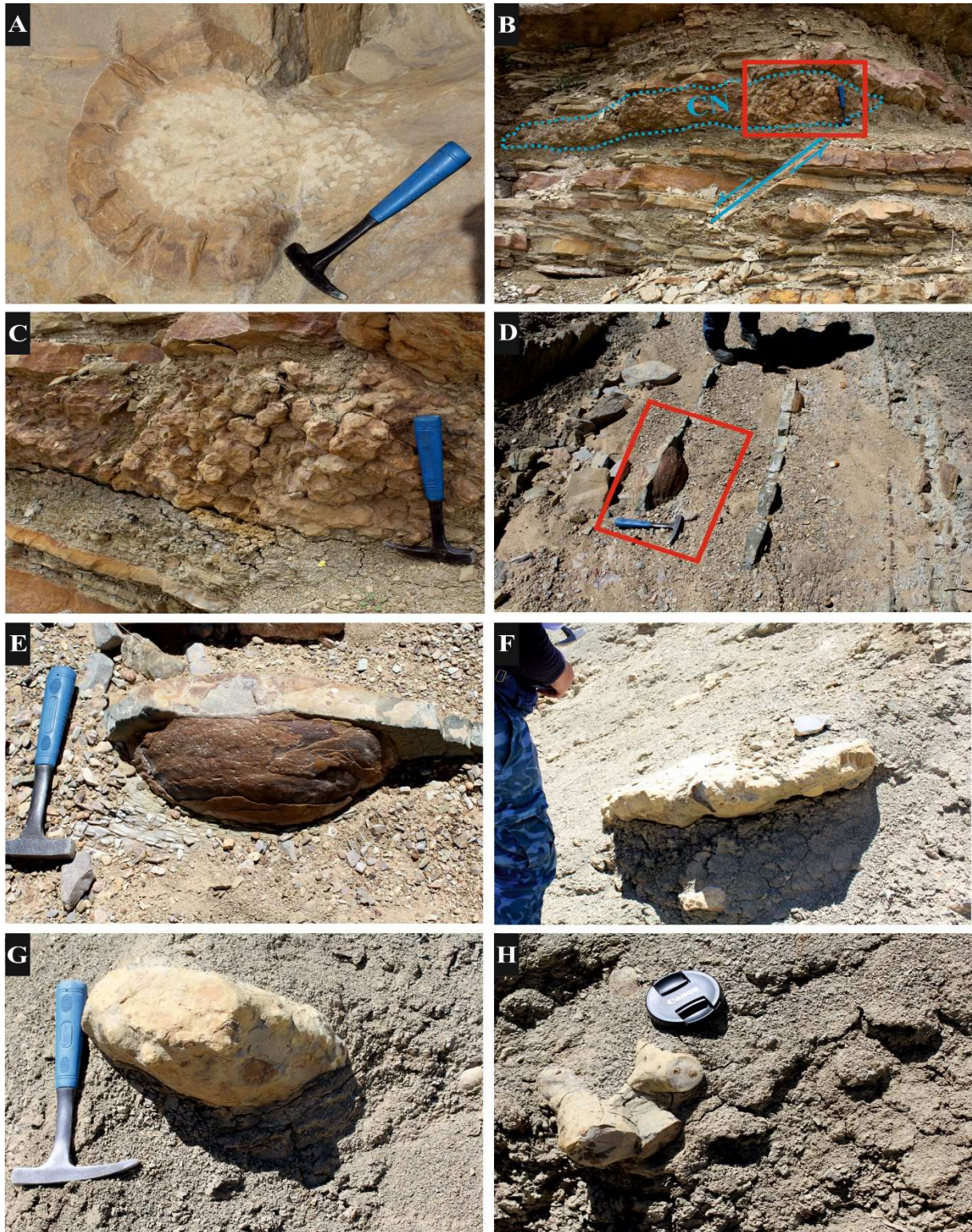


Fig. III-8 : Concrétions carbonatées dans la série étudiée : **A-** Concrétion ellipsoïde noyée dans un banc gréseux de la partie basale du formation des Grés de Sidi Saâdoun ; **B-** Niveau lenticulaire de calcaires noduleux (CN) surmontant une faille synsédimentaire dans la partie sommitale du formation des Grés de Sidi Saâdoun ; **C-** Détail de carré rouge dans la photo B ; **D-** Calcaire gréseux à concrétions ellipsoïdes de calcaires à encroustement ferrugineux ; **E-** Détail de carré rouge dans la photo D ; **F-** Concrétion stratiforme parallèle aux plan de stratification ; **G-** Concrétion ellipsoïde noyée dans les Argiles ; **H-** Concrétion tubeforme noyée dans les Argiles.

D'autres part, des ellipsoïdes décimétriques montrent un cœur calcitique (probablement poikilotopique) et cortex micritiques, noyés généralement dans les grès turbiditiques (Fig. III-8-A), résultent de la précipitation de la calcite authigénique à partir de fluide riche en  $\text{CO}_3$  circulant dans les réseaux de porosité des roches clastiques. Ce type est souvent signalé ailleurs dans les dépôts de talus (Kiel et Campbell, 2006).

- **Concrétions stratiformes**

Elles sont représentées par des couches discontinues de calcaire blanchâtres, massifs, durs, isolés, noyés généralement dans les argiles (Fig. III-8-F), renferment quelques ammonites, parfois en forme rassemblant à des tubes (Fig. III-8-H), orientées suivant les plans de stratifications. Leur épaisseur est comprise entre 5 et 10 cm avec une extension latérale décimétrique. La limite entre ces concrétions et l'encaissant est nette. La stratification de roche encaissante (Argile) est déformée, et tracées à travers et autour de ces concrétions.

L'origine de ces concrétions est hypothétique ;

- Formé par un mécanisme de transport et re-sédimentation lors de remaniement et de l'accumulation d'un matériel hydroplastiques pétri par une activité biologique (bioturbation et/ou bioérosion) (Elmi, 1981 ; Elmi et Ameur, 1984 ; Møller et Kvingan, 1988 ; Bréhéret et al., 2004).

- Formé par un processus diagénétique (revoir la figure I-23) ; lorsque les fluides chargés en hydrocarbures y compris le  $\text{CH}_4$  (biogénique et/ou thermogénique) s'échappent à travers les irrégularités sédimentaires, la médiation bactérienne par le phénomène d'oxydation anaérobie du méthane piégé dans les sédiments (zone de stabilisation des hydrates de méthane) des environnements profonds (plateforme assez profond, talus et/ou bassin) couplée avec la réduction des sulfates de l'eau interstitielle dans la zone de transition sulfate-méthane (Gluyas, 1984 ; Ritger et al., 1987 ; Raiswell, 1987, 1988 ; Hovland et Judd, 1988 ; Floodgate et Judd, 1992 ; Hovland et al., 1993 ; Boetius et al., 2000 ; Chaduteau, 2008 ; Campbell, 2006 ; Campbell et al., 2010) lors des réactions géochimiques et des composants (éléments chimiques) présents ainsi que leurs concentrations, qui participeraient à la formation de ces concrétions.

- D'un autre côté, la précipitation de carbonates authigéniques (formés par des processus chimiogéniques) suite de circulation des fluides diagénétiques, y compris les eaux interstitielles marines ou météoriques riche en  $\text{CO}_3$  (carbonate marins ou coquilles et test carbonaté des organismes) dans l'espace poreux (porosité primaire intergranulaire ou générée par la

bioturbation) des roches, ou s'échappent à travers les failles situées aux provinces de suintement des fluides sur les fonds marins, conduisant à la précipitation des carbonates authigènes (Gründel et Rosler, 1963 ; Sun et al., 2020).

- Formé par dissolution (décarbonatation) et recristallisation lors de la diagenèse précoce (Bjørlykke, 1973) ; avant l'enfouissement, la dissolution à l'interface eau-sédiment d'un horizon carbonaté, nucléation et individualisation des concrétions, suivie d'une circulation de fluide sursaturée en carbonates, causant la précipitation et recristallisation lors de l'enfouissement.

- Formé par un mécanisme microtectonique (fragmentation et/ou boudinage) (Michel, 1981 ; Schweigl et Neubauer, 1997 ; Flügel, 2010) lié à des périodes d'instabilités tectoniques, attestés par la fréquence des failles (Fig. II-8-B) et/ou les slumps.

## **VIII.2.2. Faciès silico-clastiques**

### **Faciès de tempestites proximales**

Ce type de faciès caractérise la partie sommitale de l'ensemble inférieur et l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit de séquences positives, organisées en motif : i) grès massif passant au sommet à des grès fins, laminations obliques en mamelons (Fig. III-9-F), laminations entrecroisées ou laminations horizontales (Fig. III-9-E), laminations de rides grimpantes (Fig. III-9-H) ; ii) intervalles matérialisés par des alternances rythmiques d'argiles et de grès, plus connues sous « rythmites gradées » (*Storm Graded Layers* ; SGL), attribuées à une dynamique de tempêtes en milieu d'offshore (Guillocheau et Hoffert, 1988). Généralement, ces séquences montrent des semelles marquées par des cannelures et des sillons d'érosion (*furrows*) (Fig. III-9-B) témoignant d'une érosion par des courants et leurs sommets sont coiffés par des rides de courant de différents types (Fig. III-9-C, D). La bioturbation est représentée par des pistes et traces, hypo-, épi- et endichnia, avec une intensité faible à modérée.

Ces indices sédimentologiques attestent un milieu turbulent, que nous situons entre l'action des vagues beaux temps (*fair-weather wave base*) et l'action des vagues de tempêtes (*storm wave base*) (Reineck et Singh, 1980 ; Pattison, 2005), en milieu de plateforme externe (*offshore de transition* à *shoreface inférieur*) (McCubbin, 1982 ; Reading et Collinson, 1996 ; Lubeseder et al., 2009) à hydrodynamisme mixte, influencé par l'action des tempêtes. Les interlits argileux seraient le résultat d'une décantation post-tempêtes. Parfois, des courants de turbidites sont développés en réponses à l'impact des ondes de vagues de tempêtes turbidiformes sur des fonds



Fig. III-9 : **A-** perforation dans la surface supérieure de grés (Dernier banc de formation des Grés de Sidi Saâdoune) ; **B-** Figure d'érosion (*furrows*) ; **C** et **D-** rides de courant dans le sommet du banc grés ; **E-** banc de grés montrant des lamines parallèles bioturbées ; **F** et **H-** laminations obliques en mamelons (*HCS*) ; **G-** Séquence de Bouma montrant les termes **b** (lamines parallèles) et **c** (convolutes).

sableux (e.g., Myrow et Southard, 1996 ; Mastbergen et Van-Den Berg, 2003 ; Myrow 2005 ; Shanmugam, 2021) ou encore suite à une secousse sismique faible ampleur (Postma, 1983) capable d'engendrer des "Convolute bedding" (Fig. III-9-G). Les litages obliques mamelonnés (HCS) sont caractéristiques des dépôts de tempêtes ; cette structure a fait l'objet de nombreuses études (Brenchley, 1985 ; Chamley, 1988 ; Guillocheau et Hoffert, 1988) et se rencontre de l'*offshore transition* jusqu'au *shoreface inférieur*. Ultérieurement, Pomar et al. (2012) ont rediscuté l'origine des HCS. Ils ont attribué ces structures à des vagues internes (*internal waves*). Cette dernière origine a été controversée par certains auteurs (e.g., Quin, 2011 ; Shanmugam, 2012 ; Shanmugam, 2021).

### **Faciès de tempestites distales**

Ce type de faciès caractérise la partie basale de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit des combes argileuses métriques intercalées par des passées de grès fin, associé à des boules centimétriques de nature argilo-silteuse à cœur vides et surface ferrugineuse. Ces combes argileuses sont interrompues, parfois, par des intervalles silico-clastique dominés par des bancs centimétriques de grès massif, grès à HCS, mis en place par l'effet d'une sédimentation épisodiques, rapides, lors d'un événement court et de haute énergie (e.g., Allen, 1984 ; Simpson et Erikson, 1990 ; Miall, 1996), assimilé à des tempêtes sur un substratum argileux dans un milieu en *offshore-transition*. La mise en place des argiles, par décantation après diminution de la vitesse du flot hydrodynamique, traduit de longs moments de calme, en *offshore inférieur*, perturbés de remobilisation sous-aquatique sous formes d'échos de tempêtes qui peuvent atteindre la partie inférieure et médiane de l'*offshore-transition* (*sensu* Bourgeois et Leithold, 1984 ; Mángano et al., 2005). La bioturbation offre généralement une faible diversité de traces fossiles. Elle est figurée par des pistes et traces, hypo-, épi- et endichnia, avec une intensité faible à modérée.

Ce type de faciès correspondrait aux "*mud tempestites*" (Aigner et Reineck, 1982) reconnues en Mer du Nord. Il traduit un dépôt à partir d'une suspension qui résulte d'une expression latérale des actions de tempêtes en milieu d'*offshore* (Guillocheau et Hoffert, 1988). Des dépôts similaires de granulométrie fine ont été attribués à des périodes transgressives en milieu d'*offshore* (Rousselle, 1997 ; Corcoran, 2008).

### **Faciès de turbidite**

Ce type de faciès est fréquent surtout dans la formation des Grès de Sidi Saâdoun, ainsi que la partie basale de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il correspond aux



alternances argilo-gréseuses, irrégulières et répétitives, montrant des séries des intervalles  $T_{ab}$ ,  $T_{bcd}$  et  $T_{de}$  de séquence types de Bouma (1962) ; intervalles arrangés en unités lithologiques strato-croissantes et *fining-upward* dans la partie basale, changeant en grano-strato-décroissantes et *coarsening-upward* vers la partie sommitale, affectés par des slumps et des failles synsédimentaires scellées (Fig. III-8-B). Les interfaces de niveaux gréseux présentent des laminations variées (Fig. III-10-D) : parallèles ( $T_b$  et  $T_d$ ), convolutées ( $T_c$ ), des concrétion carbonatées (Fig. III-8-A, B et C) et quelque débris ferrugineux. Lorsque le terme  $T_a$  est présent, il est associé à des figures de semelles de différentes tailles : *flute casts* et/ou des *groove-casts* à sa base (Fig. III-10-E, F, G et H) témoignant d'une érosion par les courants, des galets mous (Fig. III-10-A), des bois silicifiés (Fig. III-B-C), et moulages d'ammonite (Fig. III-10-B) au sommet. La bioturbation présente des pistes et traces post-dépositionnelle, hypo-, épi- et endichnia, avec une faible intensité.

Ce type de faciès est mis en place par des courants turbiditiques qui peuvent se développer dans un environnement allant de plateforme assez profond jusqu'au talus ou une pente (Walker et Mutti, 1973 ; Shanmugam, 2021), lié sans doute à des instabilités tectoniques synsédimentaires, capable d'engendrer des structures de déformation synsédimentaire (SSDS ; convolutes, slumps, failles normales) (Moretti et Sabato, 2007 ; Shanmugam, 2017 ; Shanmugam, 2021), dans un contexte d'une cône détritique sous-marin (Benest et al., 1995, 1997) dans sa partie méso-distale (dépôts de chenaux complexes et inter-chenaux et/ou interlobes) (Mutti et Ricci Lucchi, 1975 ; Stow et al., 1996). Les galets mous résultent probablement de l'érosion du fond marin argileux de l'*offshore* par l'action des vagues ou de l'effondrement des berges des chenaux.

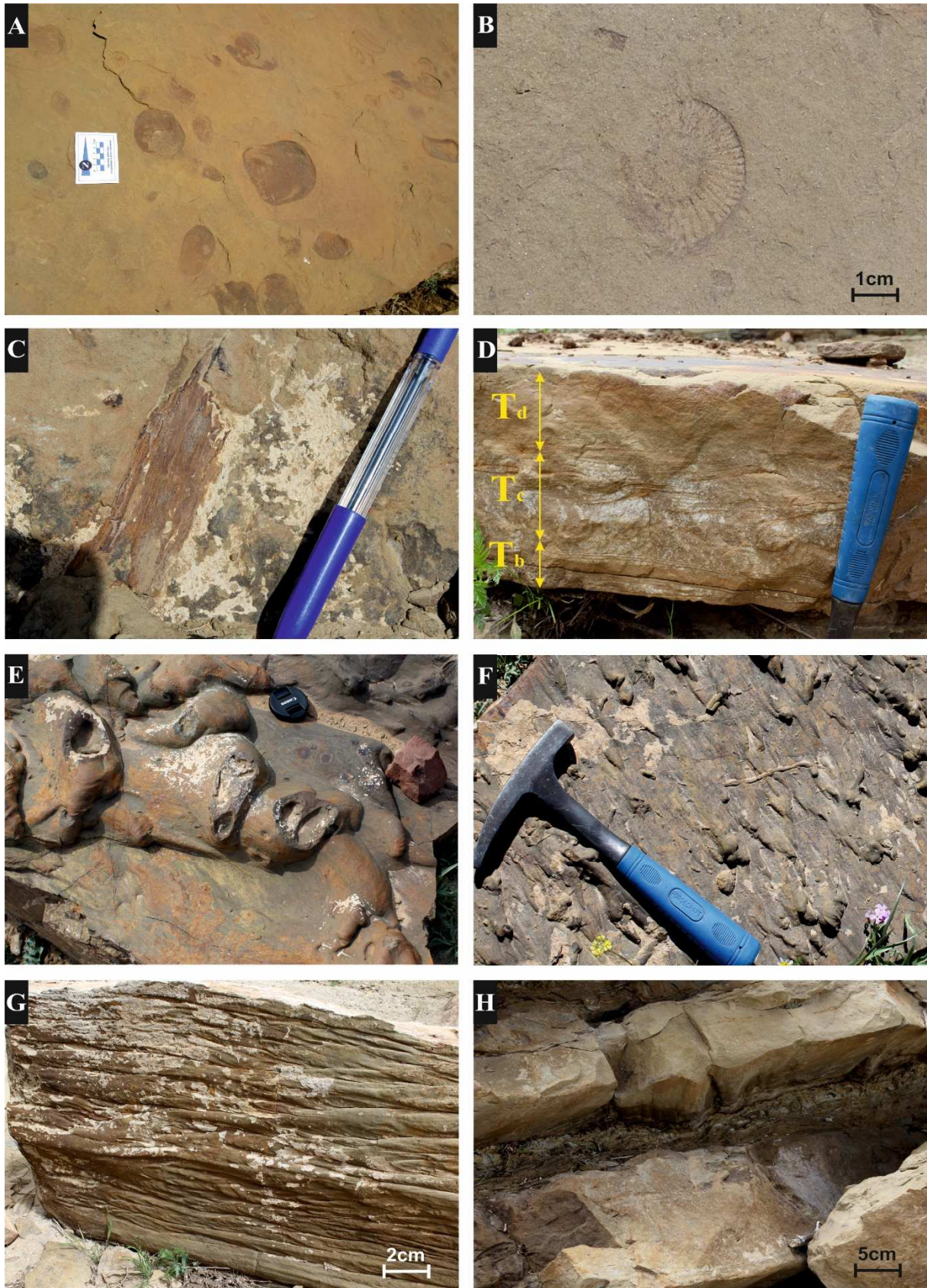


Fig. III-10 : Structures sédimentaires de formation des Grés de Sidi Saâdoun : **A-** Galets mous dans la surface des grés ; **B-** empreinte d'ammonite dans la surface des grés ; **C-** débris de bois silicifié dans les grés de la partie inférieure ; **D-** séquence turbiditique (succession des termes b, c et d) ; **E, F** et **G-** *flute case* ; **H-** *grouve caste*.

**Tableau III-1** : Tableau récapitulatif des principaux faciès en termes de processus et de milieux de dépôts de la série jurassique (passage Dogger-Malm) étudiée.

Facies		Description succincte	Structures sédimentaires	Processus de dépôts
Faciès carbonaté	Faciès de plateforme externe	alternances marne et calcaire pseudonodueux biomicritique, bioturbé interrompu par des alternances serrées argilo-gréso-silteux	bioturbation	sédimentation lente et continue sous conditions hydrodynamiques faibles à moyennes, où la bioturbation induit en donnant faux nodules
	Faciès de plateforme externe à haute de talus	alternances marne et calcaire bio-micritique, bioturbé avec présence de silex.	Slumps bioturbation	Précipitation de la micrite et marnes dans un milieu marin ouvert, faible énergie, sous la limite d' action des tempêtes
	Concrétions carbonatées	Corps carbonatées de forme et de géométrie différents.	bioturbation	origine est hypothétique : -l' oxydation anaérobie du méthane par médiation bactérienne ; -Décarbonatation et recristallisation ; -mécanisme microtectonique ; - circulation des fluides diagénétiques marines ou météoriques riche en CO <sub>3</sub>
Faciès silico-clastique	Faciès de tempestite proximale	alternances argilo-gréseux, irrégulière et répétitives.	<i>HCS</i> , rides de courant, lamination parallèles, entrecroisé, litage des rides, sillon d' érosion et bioturbation	tempêtes proximales
	Faciès de tempestite distale	combes argileuses interrompu de temps en temps par des intervalles dominés par des bancs centimétriques de grés fin	grés fin massif, <i>HCS</i> , rides de courant et bioturbation	tempêtes distales
	Faciès de turbidite	alternances argilo-gréseux, irrégulière et répétitives.	galets mous, lamination parallèles, convolutées, rides de courant, figure de semelle du banc , slump, <i>SSDS</i> et bioturbation	courants de turbidites

### VIII.3. ICHNOLOGIE

Dans le secteur de Sidi Saâdoun, le passage Dogger-Malm révèle des traces fossiles qui y comptent des ichnogenres bien caractérisés, présente une diversité notable de traces fossiles. Il est caractérisé par l'assemblage suivant (les ichnotaxons sont présentés sous un ordre alphabétique) :

#### - *Bergaueria* Prantl, 1945

Matériel : (Fig. III-11-A)

Description et interprétation :

*Bergaueria* est une trace préservée à la semelle des bancs gréseux de l'ensemble supérieur de formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit des terriers solitaires à forme cylindrique, lisse, avec une terminaison arrondie plus ou moins érodée, perpendiculaires au plan de stratification. Cet ichnotaxon a été décrit comme un bouchon (Crimes et Germs, 1982 ; Pemberton et Magwood, 1990).

*Bergaueria* est interprétée comme une trace d'habitat (*domichnia*) d'organisme suspensivore (Seilacher, 1956 ; Alpert, 1973 ; Fürsich, 1975), produite par des anémones de mer (Prantl, 1945 ; Alpert, 1973 ; Pemberton et al., 1988) ou de repos (*cubichnia*) (Arai et McGugan, 1969 ; Fürsich, 1974 ; Hakes, 1976), indiquant un milieu marin peu profond (Seilacher, 1964 ; Crimes et Anderson, 1985) ou profond (Ksiazkiewicz, 1977 ; Uchman, 1998).

#### - *Chondrites* Von Sternberg, 1833

Matériel : (Fig. III-11-B, C, D, E ; Fig. III-14-D, F)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est observé en en plusieurs ichnoespèces, dans les formations des Calcaires du Nador et les Argiles de Faïdja. Il se présente sous forme de petits tunnels ramifiés ressemblant à des racines et à des pieds d'oiseau, de 1 à 1,5 mm de diamètre et de plusieurs centimètres de long, conservé en position endichnia et épichnia.

Les *Chondrites* sont interprétées comme un *Chemichnion* (Bromley, 1996 ; Baucon et al., 2019), terrier d'alimentation (*Fodinichnia*) (Richter, 1927 ; Seilacher, 1955), probablement due à des vers sipunculoïde (Simpson, 1957) ou organismes chimiosymbiotiques de nature inconnue (Seilacher, 1990 ; Fu, 1991 ; Baucon et al., 2019), qui est souvent associé à des

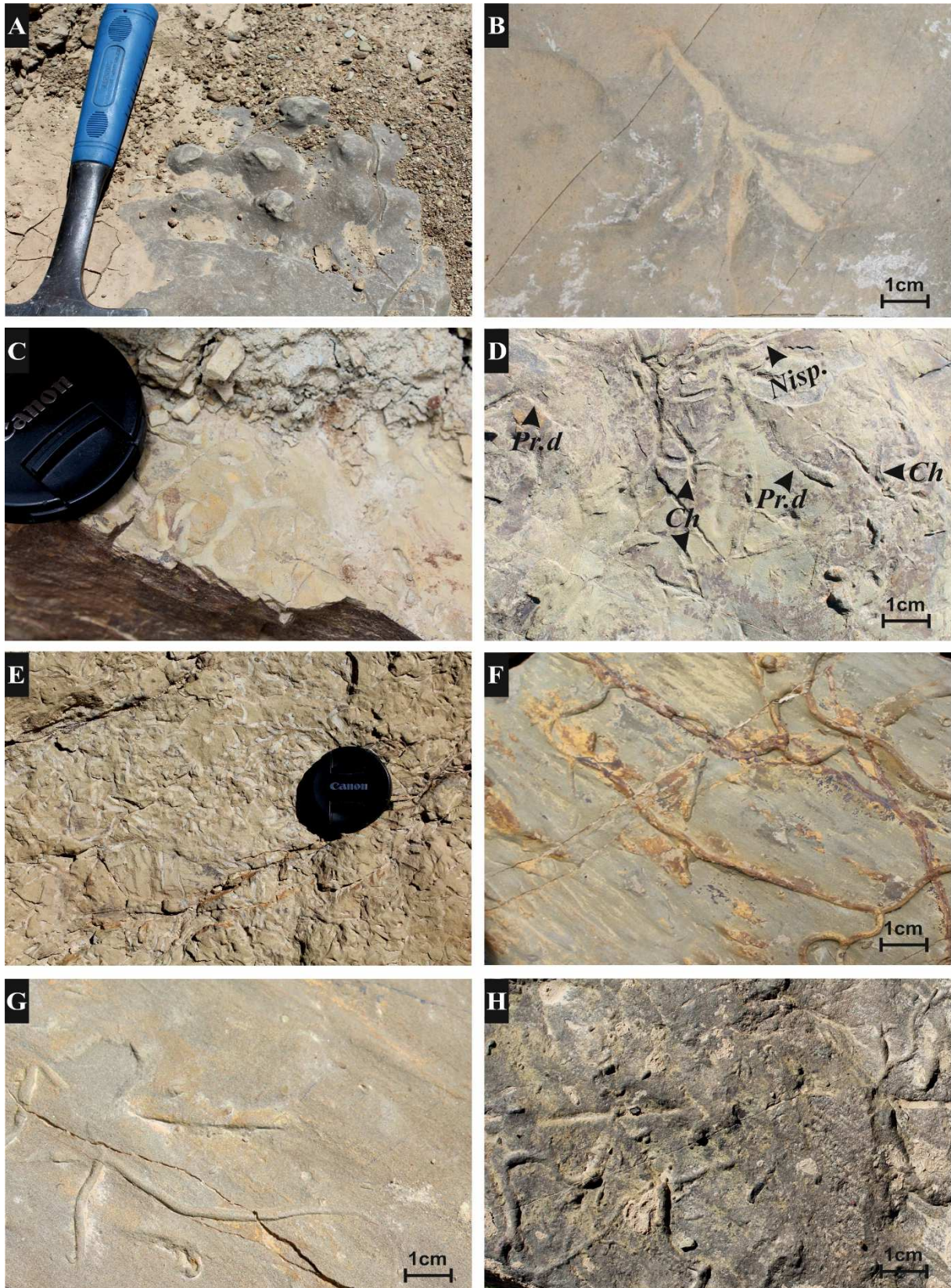


Fig. III-11 : Traces fossiles de la série étudiée : **A-** *Bergaueria* à la semelle des bancs gréseux de l'ensemble supérieur de formation des Argiles de Faïdja ; **B, C, D et E-** *Chondrites* isp. (**B** de la formation des Calcaires du Nador, **C, D et E** de la formation des Argiles de Faïdja) (**Ch** : *Chondrites*, **N. isp.** : *Nereites* isp., **Pr.d** : *Protovirgularia dichotoma*) ; **F, G et H-** *Helminthopsis* (**E et F** de la formation des Grés de Sidi Saâdoun, **G** de la formation des Argiles de Faïdja).

substrats dyssoxiques à anoxiques (Cluff, 1980 ; Bromley et Ekdale, 1984 ; Pratt, 1984 ; Ekdale, 1985b ; Savrda et Bottjer, 1989), bien qu'il existe des exceptions à cette généralité. Il est souvent signalé dans tous les environnements marins (Baucon *et al.*, 2019).

- *Helminthopsis* Heer, 1877

Matériel : (Fig. III-14-C)

Description et interprétation :

Cet ichnogenre est observé dans la formation des Grés de Sidi Saâdoun. Il consiste en un terrier lisse, ressemble à une ficelle presque en méandre, préservé en position hypichniale, avec un diamètre de 0,2 mm et une longueur pouvant atteindre une dizaine de centimètres. Le remplissage est identique à l'encaissant.

*Helminthopsis* est interprétée comme une trace de pacage ou recherche de nourriture horizontale produite sur la surface du substrat (Hann et Pickerill, 1995 ; Wetzel et Bromley, 1996 ; Uchman, 1998). Cette trace est attribuée également à des vers polychètes ou des priapulides (Książkiewicz, 1977 ; Fillion et Pickerill, 1990). Elle est souvent signalée dans les environnements marins profonds et les faciès de type flysch (Chamberlain, 1971 ; Książkiewicz, 1977 ; McCann et Pickerill, 1988 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Uchman, 1995, 1998 ; Wetzel *et al.*, 2007).

- ?*Hormosiroidea* Schaffer, 1928

Matériel : (Fig. III-12-A, D)

Description et interprétation :

Cette trace est rarement observée dans la formation des Calcaires du Nador et l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. Elle se compose d'un corps allongé, légèrement courbé, formé par la jonction de petites boules sub-sphériques ou des corps clavés, reliés par une chaîne horizontale très mince en ficelle cachée, disposé dans la partie centrale, en position d'hyporelief positif, et s'étend sur une distance de 6 cm de long avec quelques millimètres de large, dont le contenant lithologique est similaire à l'encaissant.

Cet ichnogenre a été interprété comme une piste rosaire d'origine inconnue (Seilacher, 1959) ou une trace de locomotion (*repichia*) (Osgood, 1970). En outre, l'ichnofossile *Hormosiroidea* a été rapporté à des terriers *Rhabdoglyphidae* avec *Fustiglyphus*, *Halimedides*, et

*Rhabdoglyphus* (Fuchs, 1895). Il était considéré comme un synonyme junior des *Halimedides* (Uchman, 1998).

- *Neonereites biserialis* Seilacher, 1960

Matériel : (Fig. III-12-B ; Fig. III-14-A)

Description et interprétation :

Cette trace est observée dans les formations des Grés de Sidi Saâdoun et les Argiles de Faïdja, parfois associée avec la trace fossile *Scalarituba* (Fig. III-14-A). Elle consiste en une trajectoire sinueuse, à double chaînes (deux rangées = *biserialis*), constituée de restes organiques (représentant probablement un ruban de granules fécaux) (Uchman, 1995), produite soit par des gastéropodes (Richter, 1927) soit par des vers polychètes (Książkiewicz, 1977), conservé en hyporelief positif. La largeur varie de 5 à 20 mm, tandis que la longueur peut atteindre 10 cm.

*Neonereites biserialis* est interprété comme un terrier endogène (Seilacher, 1960) ou une piste de pâturage d'un animal limnivores (Häntzschel et Reineck, 1968). Il est caractéristique des sédiments profonds de type flysch, souvent référencés aux ichnofaciès à *Nereites* (Chamberlain et Clark, 1971 ; Crimes et Anderson, 1985 ; Uchman, 1995 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014) mais également signalé dans les milieux marins peu profonds des ichnofacies de *Cruziana* (e.g., Narbonne 1984 ; Bendella et al., 2011 ; Limam et al., 2021).

- *Neonereites multiserialis* Pickerill et Harland, 1988

Matériel : (Fig. III-12-C)

Description et interprétation :

Cette trace est rarement observée dans les bancs gréseux de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. Elle se présente sous forme de chaîne à trois rangées ou plus, de pastilles incurvées de manière irrégulière, constituées de restes organiques (représentant probablement un ruban de pelotes fécales) (Uchman, 1995), produite soit par des gastéropodes (Richter, 1927) soit par des vers polychètes (Książkiewicz, 1977), conservé en hyporelief positif. La largeur est variable mais ne jamais dépassant 5 cm, alors que la longueur peut atteindre 10 cm.

*N. multiserialis* se distingue l'un des ichnospecies de *Néonéréites* par ses multiples rangées.

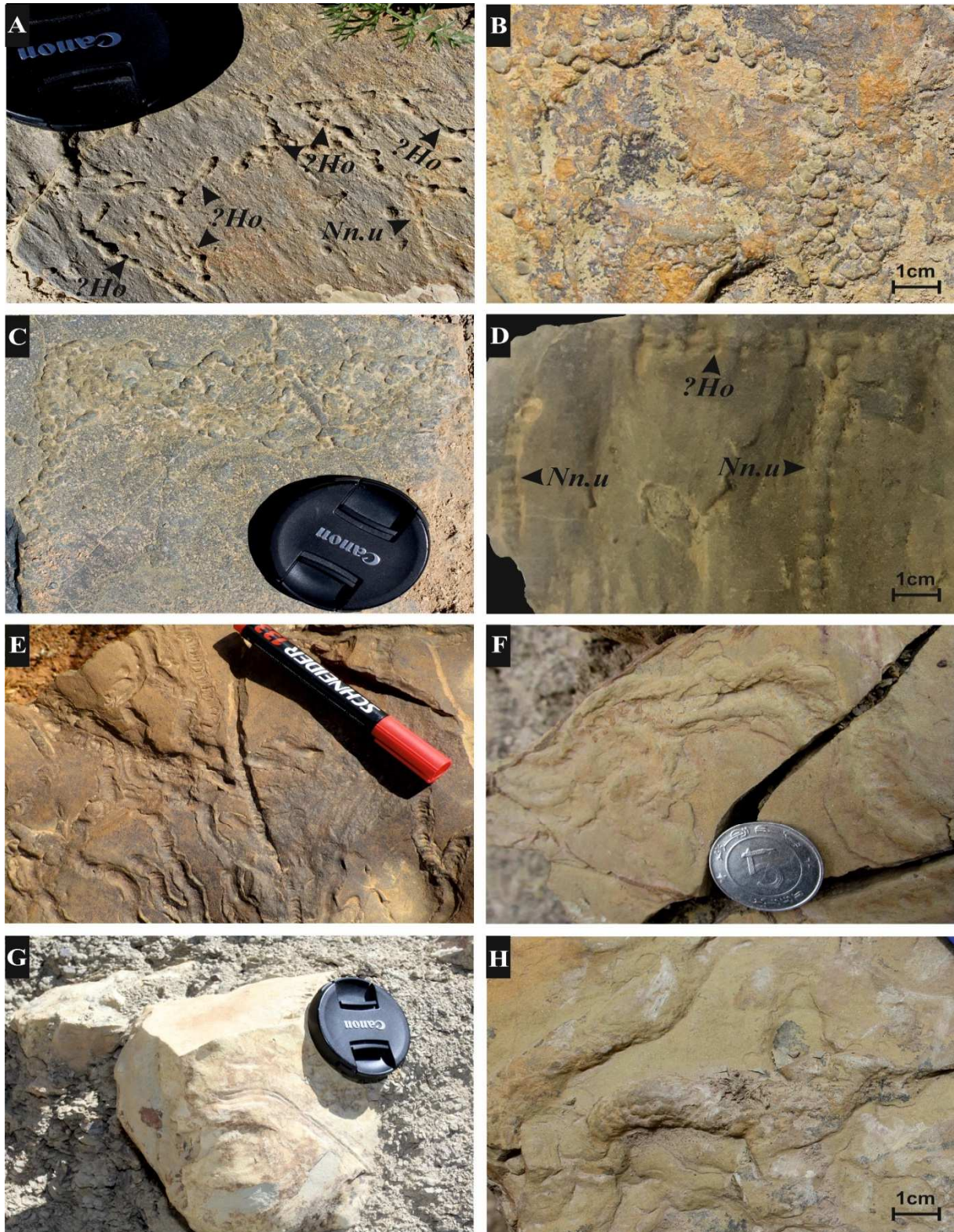


Fig. III-12 : Traces fossiles de la série étudiée : **A-** *?Hormosiroidea* (?Ho) *Neonereites uniserialis* (Nn.u) dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **B-** *Neonereites biserialis* de la formation des Grés de Sidi Saâdoun ; **C-** *Neonereites multiserialis* dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation Argiles de Faïdja ; **D-** *Neonereites uniserialis* (Nn.u) et *?Hormosiroidea* (?Ho) dans la partie sommitale de formation des Calcaires du Nador; **E, F et G-** *Nereites missouriensis* (**E** de formation des Grés de Sidi Saâdoun, **F** et **G** de formation des Argiles de Faïdja) ; **H-** *Ophiomorpha nodosa* dans les grés de l'ensemble inférieur de formation des Argiles de Faïdja.



Il était considéré comme un synonyme sénior de *Néonereites biserialis* (Crimes et Crossely, 1991), interprété comme une trace de pacage (*Pascichnia*) d'un animal limnivores (Häntzschel et Reineck, 1968). Il a été trouvé dans les environnements marins peu profonds et profonds à caractère flychoïdale, mais aussi signalé dans les turbidites lacustres (Hu et al., 1998). Il est rapporté dans les sédiments datés du Silurien à l'Eocène (voir Pickerill, 1991).

- *Neonereites uniserialis* Seilacher, 1960

Matériel : (Fig. III-12-A, D)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est trouvée dans les formations des Calcaires du Nador et Grés de Sidi Saâdoun. Il s'agit d'une trace sous forme d'un trajet en chaînette unique légèrement incurvée à droite, de quelques centimètres de long, qui apparaît sous forme unisériée en une seule rangée, c'est-à-dire un seul lobe (*uniserialis*). Elle est préservée en hyporelief positif ou épirelief.

*N. uniserialis* se distingue une des autres ichnospecies de *Néonéréites* par son unicité, et de *Microspherichnus linearis* par sa conservation en hyporelief convexe (Hakes, 1976). Cette trace correspond à un ruban fait de restes d'organisme (ruban fécal) (Uchman, 1995). Il s'agit des restes de défécation des vers, et produits soit par des gastropodes (Richter, 1927), soit par des vers polychètes (Książkiewicz, 1977).

- *Nereites* isp. McLeay, 1839

Matériel : (Fig. III-11-D)

Description et interprétation :

Cet ichnofossile est rencontrée dans la formation des Argiles de Faïdja. Il consiste en un petit sillon central irrégulier, entouré de lobes subsphériques, préservée en épirelief négatif à la surface supérieure des minces bancs de grés fin, la longueur est environ de 10 cm sur une largeur de 0.5 à 1 cm.

C'est une trace *fodinichnia* des vers (Hakes, 1976). La distinction des ichnoespèces de *Nereites* se fait généralement par la taille et la forme des zones latérales lobées (Benton, 1982). *Nereites* est communément signalée dans des profondeurs variées, indiquant l'ichnofaciès à *Nereites* et peut exister même dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Seilacher, 1983) mais aussi dans

des dépôts non marins (Książkiewicz, 1977 ; Uchman, 1995 ; Uchman et Tchoumatchenko, 2003).

- *Nereites missouriensis* Weller, 1899

Matériel : (Fig. III-12-E, F, G)

Description et interprétation :

Cette ichnoespèce est observé dans les bancs gréseux des formations des Grés de Sidi Saâdoun et les Argiles de Faïdja. Il s'agit d'une piste, horizontal, non ramifiée, sinueuse, en méandre irrégulier, conservé en épirelief négatif des bancs gréseux, de 5 à 10 mm de large et une longueur pouvant atteindre plusieurs centimètres, avec un sillon médian délimité sur les deux côtés par des lobes ovales ou circulaires, régulièrement et étroitement espacés, finement striés, où le sédiment est réélaboré par les organismes responsables. *N. missouriensis* est généralement décrit comme *Neonereites biserialis* (Uchman et al., 2005) et considéré comme une piste d'alimentation (*Fodinichnia*) et de pacage (*Pascichnia*) produit soit par des gastéropodes, soit par des vers annélides ou des arthropodes (voir Devera, 1989 ; Rindsberg, 1994 ; Uchman, 1995 ; Mángano et al., 2000 ; Wetzel, 2002).

*N. missouriensis* est généralement préservé dans les faciès marins profonds et les sédiments de turbidites (Uchman, 1995 ; Tchoumatchenco et Uchman, 2001 ; Callow et McIlroy, 2011 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014). Cependant, il y a un exemple discuté dans des roches sédimentaires déposées très près de la base de limite d'action de tempête (e.g., Uchman 2007 ; Zheng et al., 2018)

- *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891

Matériel : (Fig. III-12-H)

Description et interprétation :

Cette ichnoespèce est observée dans les bancs gréseux de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja avec une faible abondance. Il s'agit d'un terrier horizontal, cylindrique, légèrement courbé, avec paroi recouverte de petites granules (pellets) qui est un critère de diagnostique de cette ichnoespèce. Elle s'étend sur une dizaine de centimètres avec un diamètre de 1,5 cm, préservé en épirelief positif.

*Ophiomorpha nodosa* est une trace d'habitation (*dwelling traces*) (Ekdale et Lewis, 1991 ; Patel et Desai, 2009), attribuée à des crustacés qui créent un terrier à paroi munie de pellets, garnie en guise de protection contre les courants à forte énergie. Elle est très souvent observée dans des environnements marins peu profonds à forte énergie (Pemberton et Frey, 1982 ; Howard et Frey, 1984 ; Frey et Howard, 1985 ; Ekdale, 1988 ; Uchman et Gazdzicki, 2006), mais aussi dans les dépôts turbiditiques sableux (Crimes, 1974 ; Książkiewicz, 1977 ; Tunis et Uchman, 1996 ; Uchman, 1995, 1998).

- *Palaeophycus* Hall, 1847

Matériel : (Fig. III-13-A, B, C, D, F ; Fig. III-14-F)

Description et interprétation :

*Palaeophycus* est présent dans toute la série étudiée. Il est représenté par un terrier droit, légèrement courbé, cylindrique, non branchu, d'environ 10 cm de longueur et de 1 cm en moyenne de largeur, préservé en reliefs à la surface des grès ou calcaire, où le remplissage est identique à l'encaissant.

Révisé par Pemberton et Frey (1982), Keighley et Pickerill (1995), Buckman (1995), le *Palaeophycus* est une trace eurybathique (Bjerstedt, 1988), interprété comme des traces *Fodinichnia* ou *Domichnia* des organismes limivores ou prédateurs (des annélides), des crustacés et d'autres arthropodes (Hantzschel, 1975 ; Pemberton et Frey, 1984 ; Keighley et Pickerill, 1997 ; Gouramis et al., 2003), ou des organismes benthiques vagiles (Buatois et Mangano, 2003).

Le *Palaeophycus* est rapporté dans tous les environnements sédimentaires continentaux et marins d'offshore (Pemberton et Frey, 1982 ; Uchman, 1995 ; Keighley, et Pickerill, 1995 ; Ekdale et al., 2007 ; Hofmann et al., 2011 ; Mayoral et al., 2013 ; Buatois et Mángano, 2011). Il est rapporté depuis le Cambrien jusqu'à l'actuel (Pemberton et Frey, 1982).

- ?*Phycodes* Richter, 1850

Matériel : (Fig. III-13-E)

Description et interprétation :

Cet ichnofossile est récolté dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit d'une trace horizontale branchue, arboriforme, en éventails formée d'un terrier princi-

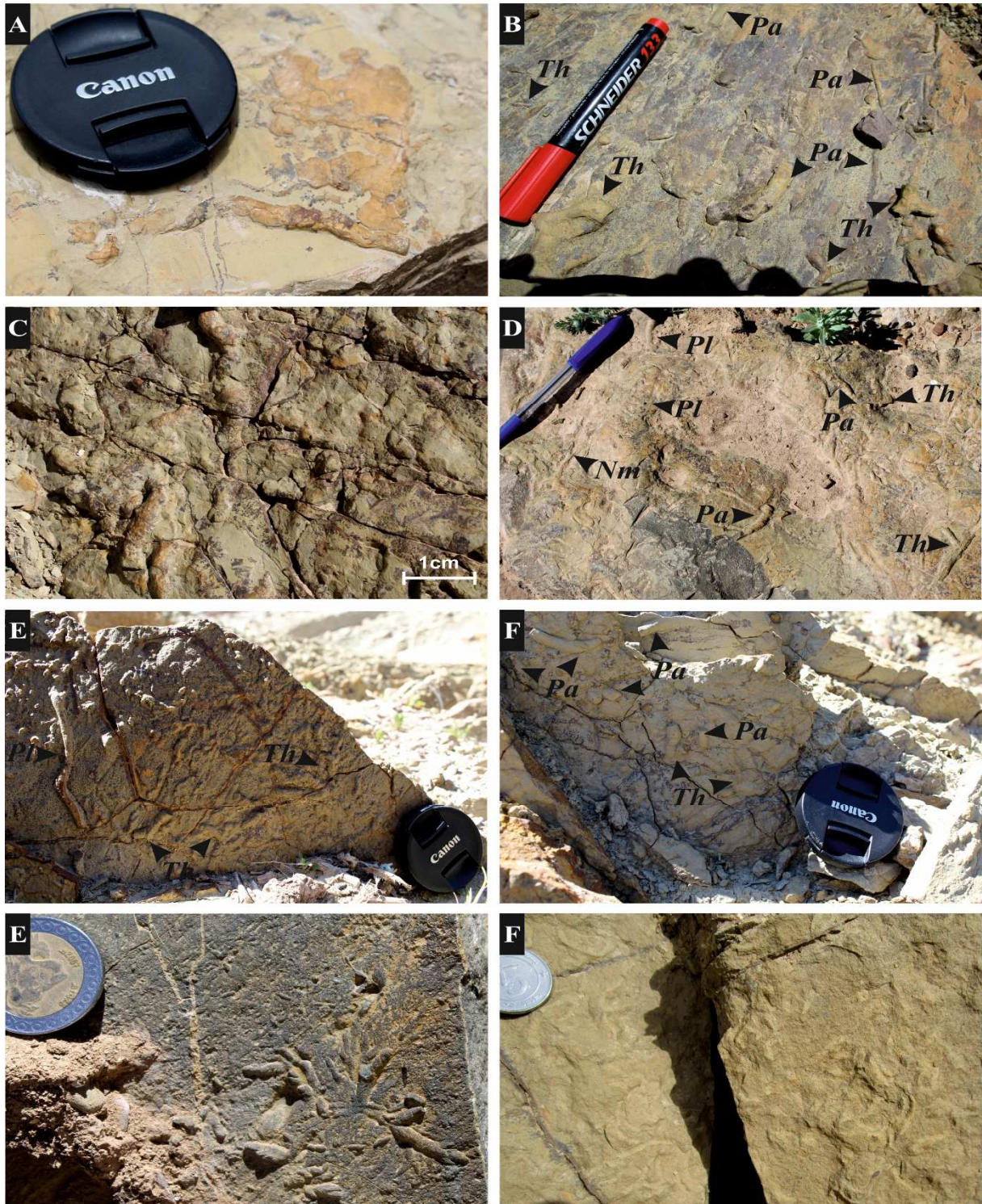


Fig. III-13 : Traces fossiles de la série étudiée : **A** et **C**- *Palaeophycus* (**A** de la formation des Grés de Sidi Saâdoun, **C** de la formation des Argiles de Faïdja) ; **B**- *Palaeophycus* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **D**- *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus*, *Planolites* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja; **E**- *Planolites* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja; **F**- *Palaeophycus* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **G**- *?Phycodes* dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **H**- *Phycosiphon* dans l'ensemble inférieur de formation des Argiles de Faïdja. (*Nm* : *Nereites missouriensis*, *Pa* : *Palaeophycus*, *Pl* : *Planolites*, *Th* : *Thalassinoïdes*).

pal de 1,5 à 3 mm de diamètre, qui se ramifie en courtes branches de quelques millimètres de long et de diamètre. Certaines formes montrent des branches principales qui se bifurquent à de nombreuses branches secondaires. Ces derniers sont produits par des actions successives de l'organisme responsable qui déserte le terrier principal après chaque formation de branches.

L'ichnofossile *Phycodes* est interprété comme une trace d'activité de nourriture (*fodinichnia*) (Han et Pickerill, 1994), attribuée à des annélides (Seilacher, 1955 ; Fillion et Pickerill, 1990), des crustacés (Muñiz, 1998 ; Miller, 2001 ; Schlirf, 2003) ou des Pennatulidae (des polypiers) (Singh et al., 2008), où le producteur forme répétitivement des tunnels à partir de son habitat permanent pour l'exploitation active des ressources alimentaires à l'intérieur du sédiment (Muñiz, 1998). Le *Phycodes* est un indicateur des environnements marins variés : peu profond (Seilacher, 1964 ; Marintsch et Finks, 1982 ; Narbonne, 1984), pente (Narbonne, 1984), notamment l'ichnofaciès à *Cruziana*.

#### - *Phycosiphon* Fischer-Ooster, 1858

Matériel : (Fig. III-13-F)

Description et interprétation :

Cette trace est observée dans l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. Elle correspond à des petits terriers en forme de U, de quelques centimètres de long et quelques millimètres de large, légèrement redressés, orientés parallèlement à la stratification, souvent préservés à la surface sommitale des bancs à granulométrie fine.

Le *Phycosiphon* est attribué à l'activité des organismes vermiformes limivores (Seilacher, 2007), qui colonisent un sédiment bien oxygéné après un événement turbiditique (Narbonne, 1984 ; Wetzel et Uchman, 2001 ; Schlirf, 2003 ; Mikuláš et al., 2004 ; Uchman et al., 2004 ; Rodriguez-Tovar et al., 2014). Il est aussi signalé dans l'environnement de front deltaïque (e.g., Bann et al., 2008 ; Carmona et al., 2009 ; Buatois et al., 2012).

#### - *Planolites* Nicholson, 1873

Matériel : (Fig. III-13-D, E)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est observé de la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit d'un terrier simple, rectiligne, rarement méandrique, cylindrique, horizontal, de quelques millimètres de diamètre et de 3 à 4 cm de long, orienté sub-horizontalement ou légèrement oblique par rapport à la

stratification, dont le remplissage est différent de l'encaissant ce qui le rend différent du terrier *Palaeophycus*. Il est préservé à la semelle des niveaux gréseux.

Cet ichnogenre est considéré comme le résultat du déplacement d'un organisme vermiforme exploitant les éléments nutritifs dans la partie superficielle du sédiment *softground* (Bromley, 1996 ; Hantzschel, 1975 ; Pemberton et Frey, 1982 ; Frey et Howard, 1985, 1990 ; Fillion et Pickerill, 1990 ; Uckman, 1995) ou des suspensivores qui recolonisent le substrat pendant la période post-tempête (e.g., Wu, 1982 ; Clausen et Vilhjálmsson, 1986 ; Vossler et Pemberton, 1988). L'ichnofossile *Planolites* est observé dans des environnements divers, marins et continentaux (Hantzschel, 1975 ; Rodriguez-Tovar et Uchman, 2004). Dam (1990) attribue cette trace à des périodes de basse énergie, dans une plate-forme distale profonde à oxygénation limitée, dominée par les tempêtes au-dessous de la limite d'action des tempêtes.

#### - *Protovirgularia dichotoma* M'Coy, 1850

Matériel : (Fig. III-11-D)

Description et interprétation :

*Protovirgularia dichotoma* est rarement observée dans les grés de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit d'une trace horizontale, bilobée, courbée, composée le plus souvent par des côtes bi-serrées, avec une symétrie bilatérale séparée d'un microsillon central, préservé en épirelief des bancs gréseux

L'ichnoespèce *Protovirgularia dichotoma* est interprétée comme une trace de locomotion (*Repichnia*) et nutrition (*Fodinichnia*) attribuée à des bivalves (Seilacher et Seilacher, 1994) ou des annélides (Sehlfirf, 2000). Elle peut également indiquer des environnements marins très variés (Mángano et al., 2002).

#### - *Scalarituba* Weller, 1899

Matériel : (Fig. III-14-A et B)

Description et interprétation :

Cet ichnofossile est récolté dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja, parfois associé avec *Neonereites biserialis* (Fig. III-14-A). C'est une trace serpenti-forme en méandre, orientée horizontalement et qui s'allonge sur une distance de 10 cm, et quelques millimètres de diamètre. Elle est préservée en position hypoichniale, avec des crêtes transvers-

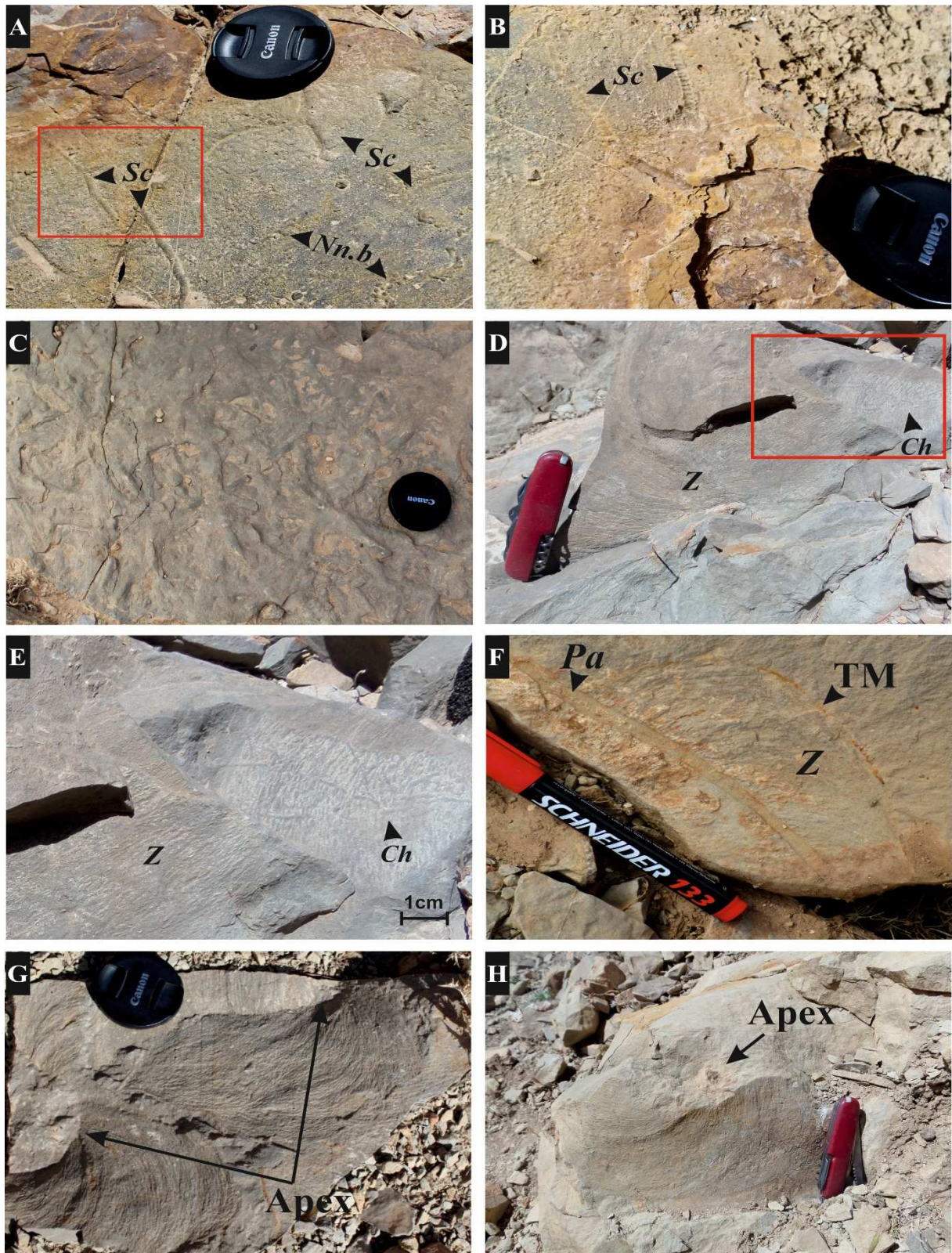


Fig. III-14 : **A-** traces fossiles *Scalarituba* (*Sc*) et *Neonereites biserialis* (*Nn.b*) dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **B-** détail du carré rouge dans la photo A ; **C-** Ichnotaxon *Thalassinoides* préservés en hyporelief dans la partie sommitale de formation des Calcaires du Nador ; **D- à H-** Ichnofossile *Zoophycos* de formation des Calcaires du Nador. (**Z** : *Zoophycos* ; **Ch** : *Chondrites intricatus* ; **Pa** : *Polaeophycus* ; **TM** : Tube Marginal).

ales appelées aussi crêtes scalariformes qui sont diagnostiques de *Scalarituba*, et apparaissent comme des sacs en ménisque (*meniscate packages*) mal conservés en raison des facteurs d'érosion. Ces derniers sont remplis de sédiment qui est composé de la même lithologie que la roche encaissante.

L'ichnofossile *Scalarituba* est interprété comme une trace d'alimentation (*fodinichnia*), où l'organisme a rempli son terrier derrière lui lors qu'il se déplaçait à travers les sédiments (Conkin et Conkin, 1968). C'est une forme eurybathique et cosmopolite trouvée dans des profondeurs intermédiaires et dans des faciès de mer profonde (Chamberlain, 1977).

#### - *Thalassinoïdes* Ehrenberg, 1944

Matériel : (Fig. III-13-B, D, E, F ; Fig. III-14-C)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est observé dans les formations des Calcaires du Nador et les Argiles de Faïdja. Il s'agit d'un terrier horizontal, branchus, en forme de Y et/ou T, constitué de segments formant un angle de 30° à 40° et un diamètre est de 0.5 à 2 cm. Les parois sont aplaties et la nature du remplissage est identique à l'encaissant. *Thalassinoïdes* est interprété comme un terrier combiné d'alimentation et d'habitation (e.g., Frey et al., 1984 ; Ekdale, 1992 ; Myrow, 1995 ; Buatois et al., 2002 ; Buatois et al., 2017), produit par animal crustacé (Frey et al., 1984 ; Savrda, 1992 ; Knaust, 2017), ou par animal vermiforme (Knaust et Dronov, 2013).

Les *Thalassinoïdes* sont particulièrement typiques des dépôts marins peu profonds (Mángano et Buatois, 1991) et se produit dans les sédiments soft à firm de l'environnement oxygéné à énergie faible à moyenne. Ils appartiennent probablement aux ichnofacies à *Cruziana* (MacEachern et al., 2007) mais également été observés dans les dépôts marins profonds (Uchman 1995 ; Kim et al., 2002).

#### - *Zoophycos* Massalongo, 1850

Matériel : (Fig. III-14-D, E, F, G, H)

Description et interprétation :

Cet ichnotaxon est observé en abondance dans la formation des Calcaires du Nador où ils sont bien développés, atteignent 0,45m de large et une pénétration significative dans le sédiment (environ 0,10m). Il se présent généralement en forme-J complexe, hélicoïdale, correspond au



morphotype B d'Olivero (2003). Les lamelles primaires et secondaires sont bien apparues, cernées par un tube marginal avec un apex pointu vers le haut (Fig. III-14-G, H), pour donner une structure développée de façon radiale, spiralée, où l'apex est situé au centre. Des fois il est associé à *Chondrites* (Fig. III-14-D, E) ou avec *Palaeophycus* (Fig. III-14-F).

Les *Zoophycos* sont interprétés essentiellement comme une trace d'alimentation (*Fodinichnia*) (Seilacher, 1953 ; Ekdale et al., 1984 ; Bromley, 1996) d'un organisme détritivore (Kotake, 1989 ; Löwemark et al., 2004) et/ou limnivore (Wetzel et Werner, 1981 ; Ekdale et Lewis, 1991 ; Löwemark et al., 2004 ; Olivero et Gaillard, 2007), où il sonde dans le sédiment afin d'exploiter la matière nutritive. Certains auteurs considèrent le *Zoophycos* comme une trace de Chimiosymbioses (*Chemichnion*) (e.g., Gong et al., 2007, 2008), d'autres les considèrent comme une trace de jardinage (= *gardening*) (Bromley, 1991 ; Fu et Werner, 1995 ; Bromley et Hanken, 2003 ; Löwemark et al., 2004 ; Gong et al. 2008), ou une trace de dépotoir (= *refuse dump*) (Bromley, 1991 ; Bromley et Hanken, 2003 ; Löwemark et al., 2004) sans connaître l'organisme responsable. Durant le Jurassique, l'organisme producteur des *Zoophycos* a migré vers les dépôts profonds de pente (Olivero, 2003 ; Zhang et al., 2015) se développant en plusieurs morphotypes. Ceci est peut-être dû aux conditions de paléobiotope.

## CHAPITRE IX

### DISCUSSION ET CONCLUSION

Les caractères lithologiques et faunistiques (ammonites et bélemnites) de la formation des Calcaires du Nador sont d'un environnement de type plateforme carbonatée, pélagique (*sensu Tucker et Wright, 1990*), dans sa partie externe jusqu'au haut de talus (dominance de biomicrorite, texture mudstone à wackestone, présence des slumps) au cours du Callovien inférieur-moyen. Par conséquent, les dépôts micritiques nodulaires, de texture fine, mudstone, riche en faunes pélagiques (en particulièrement les ammonites) font évoquer l'environnement de talus à tablier. La manifestation des fluides a été traduite par la formation des silex et calcaire noduleux.

Au passage (limite) Callovo-Oxfordien, s'installe un bassin de type sillon avec des décharges turbiditiques (Formation des Grés de Sidi Saâdoun) à des structures sédimentaires hydrodynamiques (*groove casts, flute casts, laminations diverses...*) et structures de déformation synsédimentaire (SSDS) dans un contexte de cortège régressif (*FSST = Falling Stage System Tract*), à la suite d'une régression forcée liée à des mouvements distensifs, contribuant à l'élargissement et approfondissement (*deepening-up*) du sillon du Nador. Cette phase, au cours de laquelle se développent des séquences de cône détritique dans sa partie méso-distale (dépôts de chenaux complexes et inter-chenaux et/ou inter-lobes) avec une avancée progressive vers le large (vers le Nord) du front d'une cône d'épandage (*Benest et al., 1995, 1997*). Cette situation coïncide probablement avec une subsidence saccadée, active, liée à l'instabilité tectonique, favorisant l'enfoncement du bassin. En outre, la formation des lentilles décimétriques de calcaire noduleux qui surmontent des failles normales, synsédimentaires, témoigne d'une circulation (ou migration) ascendante de fluides riches en CO<sub>3</sub><sup>-</sup> à travers ces failles (*Campbell, 2006*).

Par la suite, la mise en place des dépôts tempestites distales (*mud tempestites*) de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja révèle un milieu d'*offshore* (*Bourgeois et Leithold, 1984 ; Guillocheau et Hoffert, 1988 ; Mángano et al., 2005*), suivi par des dépôts tempestites proximales, de l'ensemble supérieur, qui prennent de l'ampleur vers le sommet. Leur dynamique suggère nettement une diminution de profondeur (*shallowing-up*) passant vers un environnement oscillant entre l'*offshore-transition* à *shoreface* inférieur, avec un l'hydrodynamisme varié, et changements fréquents du régime de l'écoulement induisant des courants de densité (turbidites) à oscillation de vagues ou à écoulements géostrophiques (*sensu*

Myrow et Southard, 1996), et instabilité tectonique (présence des slumps et failles) contribuant à la cicatrization du sillon Nador (Benest et al., 1997).

Ensuite, une phase à tendance d'approfondissement aboutit à l'installation de niveaux carbonatés à faune pélagique, noduleux à pseudonoduleux, à biomicritiques, de texture mudstone à wackestone, Cette phase d'approfondissement est entrecoupée par des périodes de diminution de profondeur traduite par les arrivées silico-clastiques, en contexte de tempêtes proximales dans un environnement de *shoreface* inférieur.

La mise en place des dépôts carbonatés, baignant dans les argiles, peut être liée ; i) à la circulation des fluides riches en  $\text{CO}_3^-$  provenant d'une oxydation anaérobie du méthane et/ou ii) au  $\text{CO}_2$  résiduel issu de la méthanogenèse (Nyman et al., 2010 ; Oppo et al., 2015 ; Viola et al., 2015 ; Liang et al., 2016 ; Gay et Migeon, 2017), ou iii) par dissolution (décarbonatation) et recristallisation lors de la diagenèse (d'après Bjørlykke, 1973) sans exclure les sources marines ou météoriques (plateforme ouverte) sous contrôle climatiques. En outre, Le passage d'une plateforme silico-clastique à une plate-forme carbonatée d'une mer ouverte peut-être expliqué par des changements paléogéographiques et paléoclimatiques dont l'impact est généralement capital sur le régime sédimentaire.

Cette dynamique sédimentaire est en grande partie coordonnée avec les variations du niveau marin établis par Haq (2017). Elle conduit à création d'une diversité des traces d'activité biogénique qui traduit l'interaction faune-sédiment, dont l'intensité et la répartition spatio-temporelle des assemblages des traces fossiles sont variées (Fig. II-15 et Fig. II-16) tout est dépend sur les facteurs de contrôle résultant des fluctuations des paléoenvironnements de la marge ouest-téthysienne au cours de cette époque.

Le premier ichno-assemblage est distingué par l'abondance des *Zoophycos* avec présence des *Chondrites*, qui caractérise des environnements à conditions d'énergie extrêmement basses, où un faible taux de sédimentation et une moindre érosion ont prévalu (Patel et Patel, 2015). Cet ichno-assemblage indique une exploitation d'un substrat *soft* à *firm*, très riche en matière nutritive et des conditions appauvries en oxygène sous l'interface eau-sédiment.

Le deuxième ichno-assemblage est matérialisé par la présence des *Zoophycos* et d'autres traces typiques d'un milieu aérobique, calme et riche en matière nutritive, indique une augmentation de l'oxygénation et un substrat *soft* à *firm*. Cet ichno-assemblage annonce l'approche d'ichnocénoses liées à l'oxygène (*ORI*) (Savrdá et Bottjer, 1986, 1989a, 1989b, 1994).

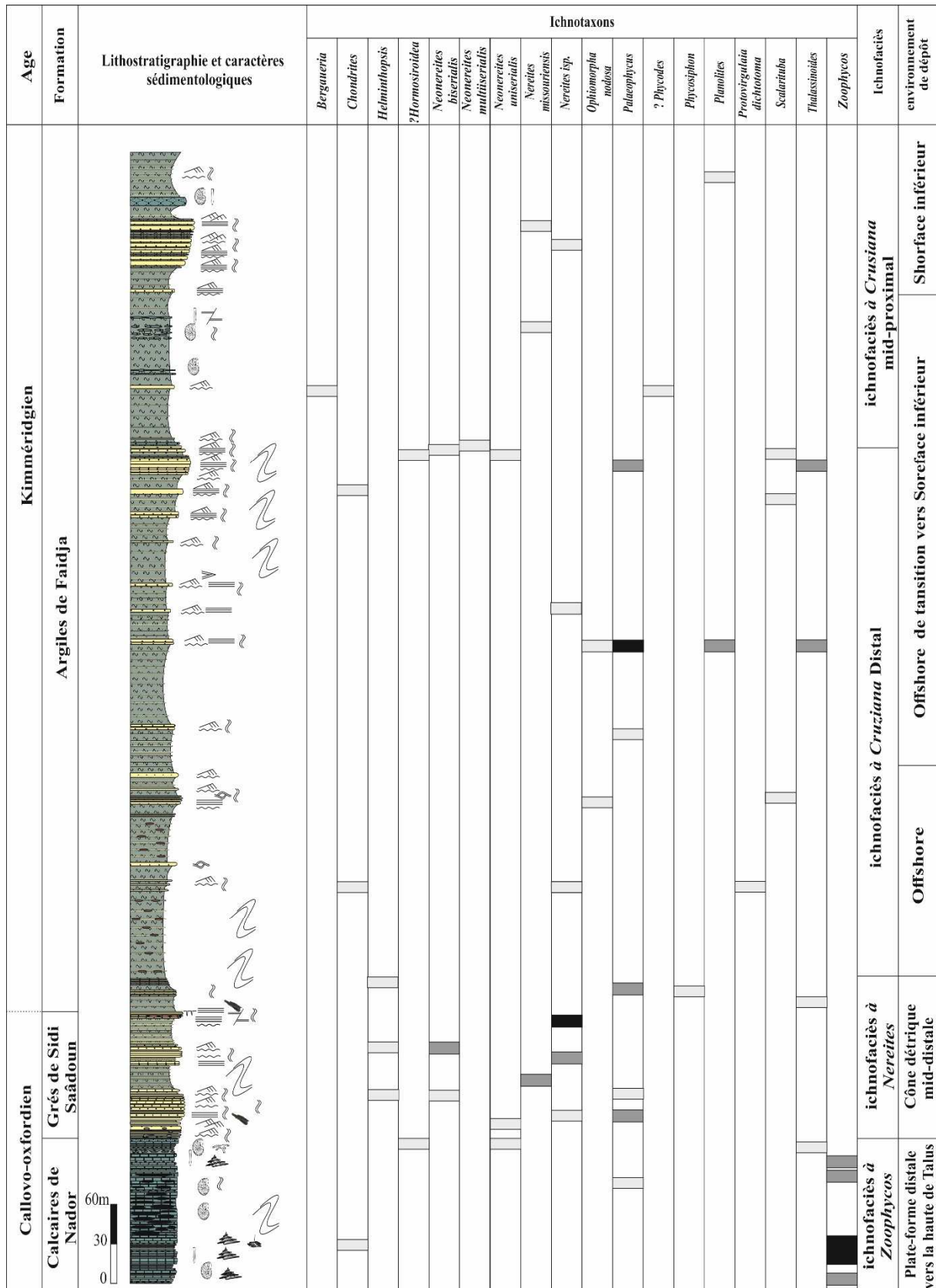
Le troisième ichno-assemblage est marqué par la présence des *Nereites missouriensis* *Nereites* isp. *Palaeophycus*, avec une faible intensité de bioturbation due à l'arrivée intense du matériel turbiditique par l'écoulement de courants de densité élevée, déclenché suite d'un déséquilibre gravitaire, favorisant la disparition des traces fossiles et étouffement des organismes bioturbateurs. Cet ichno-assemblage indique un substrat oxygéné, riches en matière nutritive.

Le quatrième ichno-assemblage est distingué par la présence des traces *Neonereites biserialis*, *Neonereites uniserialis*, *Helminthopsis*, *Palaeophycus*, *Nereites* isp., de substrat oxygéné, riches en matière nutritive, à énergie hydrodynamique relativement faible, favorisant la colonisation par des organismes opportunistes, en relation avec les arrivées terrigènes riches en matière nutritive lors des périodes d'instabilités tectoniques. L'arrivée soudaine de ce matériel silico-clastique favorise la préservation des traces d'activités animales sur le fond.

Par ailleurs, la présence de calcaire noduleux qui surmontent des failles normales synsédimentaires serait liée à la décomposition des hydrates de méthane synchronisé avec un choc sismique induisant des instabilités de pente responsable des décharges turbiditiques (McIver, 1982 ; Bouriak et al., 2000 ; Dickens et al., 1995 ; Katz et al., 1999 ; Maslin et al., 2010).

Le cinquième ichno-assemblage est matérialisé par la dominance des traces fossiles *pascichnia* avec la présence d'autres traces (*Chondrites*, *Phycosiphon*, *Ophiomorpha nodosa*, ... ; Fig. II-15 ; Fig. II-16) attestant une oxygénation des fonds et des eaux interstitielles relativement faible (présence des *Chondrites*, Bromley et Ekdale, 1986 ; Savrda et Bottjer, 1986, 1989a, 1989b ; Uchman, 1995 ; Tchoumatchenko et Uchman, 2001) mais calme avec un apport nutritif faible (Wetzel et Uchman, 1998a ; Seilacher, 1977 ; Miller, 1991) avec colonisation par des organismes opportunistes exploitant vraisemblablement les arrivées terrigènes riches en matière nutritive.

Le sixième ichno-assemblage est caractérisé par la présence des traces typiques des eaux marines profondes à énergie faible, attestant des substrats le plus souvent de type *softground*, oxygéné et riche en matière nutritive. Les données sédimentologiques indiquent un milieu dépôt de plateforme externe balayée de temps en temps par les tempêtes. Ça ne peut être expliqué que par la disponibilité des conditions et des facteurs paléoécologiques similaires à leur environnement originel dans la plateforme étudiée, malgré ils sont temporaires.



Intensité de Bioturbation

■ trace fréquente    ■ trace moins fréquente    □ trace rare

Fig. III-15 : Distribution des traces fossiles, ichnofaciès et environnements des dépôts de la série jurassique (passage Doggr-Malm) étudiée

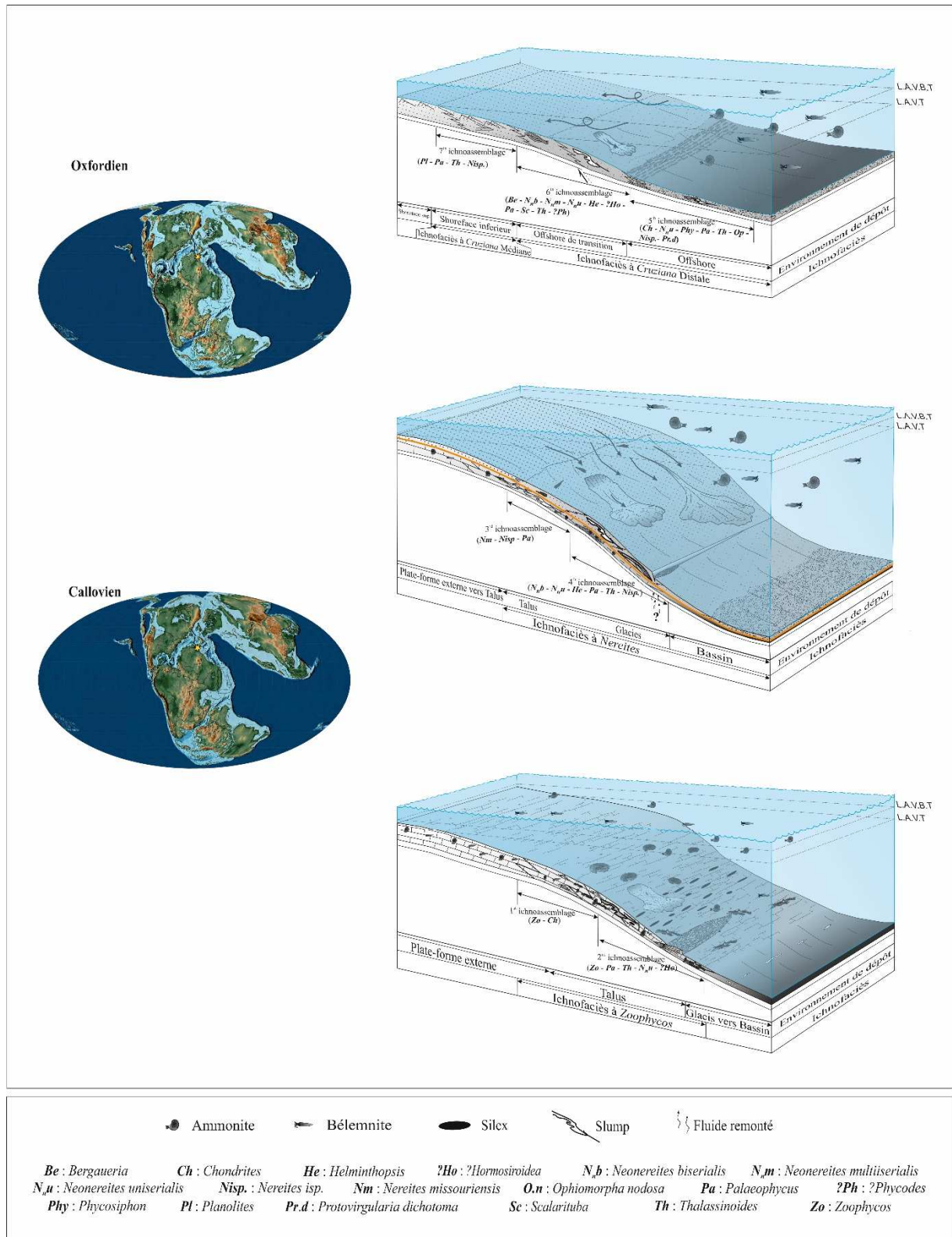


Fig. III-16 : Modèle de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès et environnements de dépôt de la série jurassique (passage Dogger-Malm) étudiée. (Les cartes paléogéographiques d'après les travaux de [Scotese, 2014b](#)). LAVT : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; LAVBT : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps.

Le septième ichno-assemblage est marqué par la présence des traces fossiles typiques des dépôts aérobiques, dans des milieux marins à énergie faible à modérée caractérisés par l'accumulation de matière organique nutritive sur un substrat *firm*. Par conséquent, cet ichno-assemblage est caractérisé par la présence des terriers épi-, hypo- et endichnia à faible profondeur (*shallow-tier*) reflétant une augmentation de l'enfouissement, d'un apport de matière nutritive et d'oxygène, causé par les tempêtes.

De cette distribution des traces fossiles, ainsi que de leurs ichno-assemblages et l'intensité, nous distinguons les trois ichnofaciès seilacherien (Seilacher, 1967) (Fig. III-15) suivant ;

Ichnofaciès à *Zoophycos* pour la formation des Calcaires du Nador regroupant les deux premiers ichno-assemblages. Il matérialisé par la dominance des *Zoophycos* en association avec des *Chondrites*, *Polaeophycus*, *Neonereites uniserialis* et ?*Hormosiroidea*, tout en montre une évolution bathycroissante.

Ichnofaciès à *Nereites* attribué pour la formation des Grés de Sidi Saâdoun et la partie basale de la formation des Argiles de Faïdja, regroupe le troisième et quatrième ichno-assemblages, en contexte d'approfondissement (augmentation bathymétrique).

Ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie distale est attribué pour l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja, par l'association de cinquième et sixième ichno-assemblages. Cette association est classiquement considérée comme typique de l'ichnofaciès à *Nereites* et indiquerait une bathymétrie assez importante (Seilacher, 1967 ; Uchman, 1995 ; Wetzel et al., 2007). Néanmoins, le caractère sédimentologique (présence des faciès de tempestites distales), exclut l'ichnofaciès à *Nereites*. On peut plutôt penser à une plateforme distale de type *offshore* à *offshore-transition* correspondant à l'ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie la plus distale.

Finalement, la convergence des données ichnologiques et sédimentologiques l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja plaide en faveur d'un ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie méso-proximale pour cet intervalle, tout en illustrant une bathydécroissance du milieu de dépôt.

En générale, le taux de bioturbation est largement lié à l'instabilité du substrat et sa texture (dureté de substrat), le taux de sédimentation, le taux d'oxygénation, la disponibilité de la matière nutritive et une forte énergie qui détruit les traces fossiles. En effet, les dépôts événementiels sont caractérisés par des formes pré et post-dépositionnelles. Cette variation des

facteurs de contrôle est probablement expliquée à par des variations climatiques et tectono-eustatiques à l'échelle de la marge ouest-téthysienne comme établit par Haq (2017).

Pour en conclure, l'étude des traces fossiles dans les deux coupes montre que la distribution, la répartition spatio-temporelle des ichnotaxons inventoriés, ainsi que leurs intensités de bioturbation, sont liées à l'évolution et radiation biologique, à l'image des extinctions et des renouvellements de faunes (crises biologiques) en relation avec les conditions abiotiques (*e.g.*, bathymétrie, énergie hydrodynamique, apport nutritif, qualité du substrat, température, oxygénation...) de paléobiotopes soumis aux fluctuations du niveau marin, l'apport sédimentaire, la tectonique et le climat lors de l'évolution des bassins au cours du temps géologiques. Par conséquent, l'absence des faciès *Black Shales* et la pyrite témoignant à des évènements anoxiques dans la coupe de Sidi Saâdoun évoque plutôt un milieu oxygéné (en connexion avec la mer Téthys). En revanche, l'abondance de ces faciès dans la coupe km30 indique un milieu relativement confiné exposé à une forte accumulation de matière organique témoignant d'évènements anoxiques à valeur de repères stratigraphiques (*e.g.*, bio-évènements) durant le Dévonien.

En plus, les traces fossiles *Graphogliptydaes*, par leur association caractérise généralement les systèmes sédimentaires turbiditiques de type flysch, qui nécessitent un environnement à énergie hydrodynamique relativement faible (Seilacher, 1967 ; Wetzel *et al.*, 2007 ; Wetzel et Uchman, 2012 ; Bendella, 2012 ; Bendella et Ouali Mehadji, 2014). Ils ont aussi rapporté dans les dépôts marins peu profonds, inhabituels (*e.g.*, Hantzpergue et Branger, 1992 ; Bendella *et al.*, 2011). Dans le secteur Sidi Saâdoun, leurs faibles intensités plaident en faveur de conditions paléoécologiques défavorables (Ekdale, 1988 ; Uchman, 1995).

Sur le plan diagénétique, aucune texture carbonatée n'a été observée au tour des parois des terrier récoltés dans les deux coupes étudiées comme signalé ailleurs par Sun *et al.* (2020). En effet, l'intensité des terries ainsi que leurs remplissages peuvent influencer directement sur le comportement pétrophysique et/ou biogéochimique des sédiments.



**Tableau III-2** : Tableau récapitulatif des principaux marqueurs de la migration des fluides et leurs origines dans les dépôts de la série jurassique (passage Doggr-Malm) étudiée

Les marqueurs de la migration des fluides		Origine		
		Biologique	Sédimentologique	Structurale
Concrétions Carbonatés	Concrétions nodulaires aux sommet de Fm Calcaires du Nador (Fig. III-7-F, G)	X	X	
	Concrétions Silceuses (Silex) Fm Calcaires de Nador (Fig. III-7-D)		X	
	Concrétions ellipsoïdales base de Fm Sidi Saâdoun (Fig. III-8-A)		X	
	Concrétions nodulaires aux sommet de Fm Grés de Sidi Saâdoun (Fig. III-8-B, C)		X	X
	Concrétions ellipsoïdales (Fig. III-8-D, E) base de l'Ensemble supérieur de Fm Argile de Faïdja		X	X
	Concrétions stratiformes (Fig. III-8-F, H ; Fig. III-12-G) Ensemble supérieur de Fm Argile de Faïdja	X	X	
Biturbation (Terriers)		X		

**- CONCLUSION GENERALE -**

Le sujet de thèse se rattache à la thématique "impact de bioturbation sur l'évolution diagénétique des dépôts sédimentaires, en relation avec la circulation des fluides et la biogéochimie du sédiment". Il avait pour principal objectif d'étudier, d'éclaircir, d'améliorer et de développer la compréhension de la relation entre la bioturbation et ses processus dans les sédiments, et la part des fluides dans la bioturbation, pour comprendre les effets de l'activité biologique sur le sédiment et leurs effets sur l'évolution diagénétique des roches. Il peut appuyer les raisons pour lesquelles les études de bioturbation doivent être intégrées dans les études de caractérisation des réservoirs bioturbés. Le travail s'appuie sur : i) une synthèse bibliographique, ii) des observations de terrain, iii) l'étude des traces fossiles complété par une analyse sédimentologique des faciès. Au terme de cette recherche, les conclusions font appels à plusieurs approches qui se résument comme suit :

## **I. Rappel des Résultats Lithostratigraphiques, Sédimentologiques, et Ichnologiques :**

### **a. Dévonien :**

Dans la Vallée de Saoura (Ougarta, Sahara Algérien nord-occidental), la série dévonienne étudiée comporte le sommet de la Formation de Teferguenit et la Formation du Chefar el Ahmar, caractérisées par une sédimentation pélagique à hémipélagique, interrompue par quelques intercalations sableuses, et enfin la Formation des Argiles de Marhouma, dominée par des argiles alternant avec des passées centimétriques de grès fins à termes de séquences de Bouma (1962). Cette série est accompagnée par des structures de déformation synsédimentaire (failles, slumps...) avec des épisodes de calcaires pseudo-noduleux à noduleux, communément appelés calcaires griottes (Frasnien Ib, Famennien III à V) et calcaires pseudo-griottes (Givétien). L'environnement évolue depuis une rampe méso-dsitale (Emsien à Eifélien) jusqu'à la partie distale (Givétien) passant vers un talus à tablier (*slope apron*) au Frasnien, puis vers un bassin de type ombilic au Famennien II, talus à tablier (Famennien III à V), et enfin vers bassins de type sillon à bouffées turbiditiques au Famennien VI. La mise en place des faciès est liée à précipitation des carbonates sous la limite d'action des tempêtes balayée épisodiquement par des vagues internes en contexte extra-tempestite (au Givétien) suite à la transgression majeure sur la marge nord-Gondwana, amorcée à l'Emsien terminal pour atteindre son maximum au Frasnien basal. Cet épisode souligne, dans la Saoura, le début de une phase

d'homogénéisation des faciès (marno-calcaires), accompagnée à épisodes hydrothermales de faible ampleur (Mekkaoui, 2015 ; Mekkaoui et al., 2017) et réchauffement climatique (Suttner et al., 2021), et des flux turbiditiques (au Famennien VI) associant à des structures de déformation synsédimentaire contrôlée par des variations tectono-eustatiques et climatiques responsables sur la répartition verticale des différents dépôts et bioévénements repérés par Mailliet et al. (2013), Tandjaoui-Arif (2014) et Mahboubi (2015).

L'étude ichnologique de ces formations révèle la présence de plusieurs ichnotaxons qui correspondent généralement à des traces de nourriture, d'habitat, de pacage, d'élevage complexes et de repos dont leur association montre deux ichnofaciès différents : ichnofaciès à *Cruziana* et à *Nereites*. L'intensité de bioturbation et la distribution de ces traces fossiles ainsi que leurs assemblages sont variables. Cette différenciation peut être expliquée par une fluctuation dans les conditions paléoenvironnementales. En effet, ces traces fossiles encadrent toujours les bioévénements et sont rares à absents durant les phases de crises biologiques enregistrées au cours de cette époque.

#### **b. Passage Dogger-Malm (Callovo-Oxfordien)**

Dans les Monts du Nador (Domaine pré-atlasique, Algérie nord-occidental), le passage Dogger-Malm (Callovo-Oxfordien), dans le secteur de Sidi Saâdoun est représenté par la superposition de trois formations : Calcaires du Nador à caractère carbonaté à silex, Grés de Sidi Saâdoun à caractère silico-clastique montrant des termes de séquences de Bouma (1962) et enfin les Argiles de Faïdja à sédimentation mixte dominée par les silico-clastiques. Cette série est marquée par la présence des concrétions carbonatées, souvent associées à des structures de déformation synsédimentaire (failles synsédimentaires, slumps...).

Les différents résultats, acquis de l'analyse sédimentologique montrent : (i) un environnement de plateforme externe à haut de talus pour la formation des Calcaires du Nador, (ii) un cône détritique en position méso-distale pour la Formation des Grés de Sidi Saâdoun et la partie basale de la Formation des Argiles de Faïdja, (iii) une plateforme mixte ouverte s'étale de l'*offshore* à *shoreface* inférieur avec une évolution bathydécroissante pour le reste de série. La dynamique sédimentaire de mise en place peut s'expliquer par la précipitation des carbonates dans un milieu marin ouvert, faible énergie, pour La Formation des Calcaires du Nador (Callovien inférieur-moyen), suivie par de petites décharges gréseuses par l'édification d'un cône détritique de la Formation des Grés de Sidi Saâdoun, liée à des mouvements distensifs

qui ont largement contribué à l'approfondissement de sillon du Nador pendant le passage Callovo-Oxfordien. Enfin, l'installation d'une plate-forme profonde à rares faunes pélagiques sous influence combinée de tempêtes et de bouffées turbiditiques, interrompue par des épisodes à conditions hydrodynamiques faibles à nulles, lors de dépôts des calcaires micritiques intercalés dans la Formation Argiles de Faïdja. Le passage d'une plate-forme silico-clastique à une plate-forme carbonatée sous-entend des changements paléogéographiques et paléoclimatiques à influences directes sur le régime sédimentaire.

Les données ichnofaciologiques, recueillies de cette série, montrent la présence d'ichnotaxons correspondant généralement à des traces de nourriture, d'habitat, de pacage et de repos. L'intensité de bioturbation est faible à modérée et leurs distributions ainsi que leurs assemblages sont variables, et associées en trois ichnofaciès : ichnofaciès à *Zoophycos* pour la Formation des Calcaires du Nador, ichnofaciès à *Nereites* pour la Formation des Grés de Sidi Saâdoun et la partie basale de Formation des Argiles de Faïdja, et ichnofaciès à *Cruziana* pour le reste de série. La répartition spatio-temporelle des traces fossiles explique une fluctuation bathymétrique due probablement aux variations du niveau marin relatif et instabilité tectonique synsédimentaire, enregistrée durant le Callovo-Oxfordien sur la marge ouest-téthysienne.

Au sein des deux séries étudiées, des structures d'émission de fluides d'origines différentes (biologique, sédimentologique et structurale) sont présents ; les structures d'échappement et/ou suintement de fluides, les cônes-in-cône, les communautés faunistiques, des pyrobitumes et/ou migrabitumes, des minéraux authigéniques (*e.g.*, nodules de pyrite) et des concrétions de forme et de tailles différentes (tubulaires, nodulaires, stratiformes, lenticulaires...). La convergence des structures d'émission de fluides, par leur extension et l'emplacement géographique nous permet de supposer l'existence des marqueurs de migration et l'expulsion des fluides comme des pockmarks et failles polygonales qui conduiraient à la genèse de concrétions à proximité de ces structures. Cette hypothèse ne peut être confirmée que par des technologies modernes (*e.g.*, méthodes géophysiques).

Dans les deux cas étudiés, des concrétions carbonatées sont observées au sein des cortèges sédimentaires transgressifs. On pense qu'elles ont été formées à une profondeur d'enfouissement faible, au niveau de la zone de méthanogenèse, où se dégrade la matière organique enfouie (revoir la Figure I-11) par une interaction biosédimentaire, ou par précipitation d'un ciment micritique suite à la circulation d'un fluide riche en CO<sub>3</sub> entre les particules des sédiments encaissants. Par conséquent, les concrétions tubulaires et nodulaires

associées aux failles normales et aux structures d'instabilité synsédimentaire (failles, slumps, structure d'échappement de fluides) indiquent la migration ascendante des fluides alors que les concrétions carbonatées stratiformes et nodulaires, parallèles au plan de stratification des argiles encaissantes, peuvent être liées à un écoulement latéral des fluides.

Particulièrement, les phénomènes diagénétiques proposées aboutissant à la formation des concrétions carbonatées y compris ; i) la dissolution/recristallisation, ii) la biominéralisation associé à la bioturbation et remaniement, avec certainement une oxydation anaérobie du méthane (AOM) ou d'autres produits d'hydrocarbure (par exemple le pétrole brut) migre à travers la porosité primaire ou celle générée par la bioturbation, iii) les mécanismes microtectoniques (fragmentation et/ou boudinage) associé à hydrothermalisme de faible ampleur (dû à un magmatisme discret) liée à la province magmatique large (LIP) (voir [Ernst et al., 2021](#)) n'est pas encore bien connue, mais les instabilités tectoniques contribuant à la physiographie du bassin d'Ougarta et sillon du Nador peuvent être corroborer ça. En effet, l'association des faunes pélagiques et benthiques (précitée dans les parties II et III), nous laissent de supposer une acidification locale des eaux ([Gattuso et Hansson, 2011](#) ; [Bertrand et al., 2015](#)) due à concentration d'ion  $H^+$  lors des réactions diagenétiques secondaires. Le nanisme de certains spécimens peut-être le résultat d'une intoxication et mort collective des organismes suite d'une richesse locale en  $H_2S$  et/ou  $CH_4$  (e.g., [Isozaki, 1997](#) ; [Pruss et al., 2006](#) ; [Knoll et al., 2007](#) ; [Retallack et Jahren, 2008](#) ; [Mata et Bottjer, 2011](#) ; [Grasby et al., 2013](#) ; [Loope et al., 2013](#) ; [Lehrmann et al., 2015](#) ; [Kershaw, 2015](#) ; [Xiang et al., 2016](#)) pouvant conduire à des conséquences paléoécologiques (e.g., bio-événements).

## II. Relations Ichnofossiles et Facteurs de Contrôles

Les résultats ichnologiques obtenue dans les deux coupes étudiées (notamment l'ichnoassemblage, l'ichnofaciès et même de point de vu ichnofabrique) montrent que la distribution et répartition des ichnotaxons inventoriés ainsi que leurs intensités sont liées à l'évolution et radiation biologique, même les extinctions et les renouvellements de faunes (crises biologiques) au cours du temps géologiques.

D'un autre côté, la confrontation des données obtenues de différentes analyses, permettent définir un ensemble de caractères (la bathymétrie, l'hydrodynamisme, la nature du substrat, et l'apport nutritif (lui-même en relation avec la variation du niveau marin relatif), température des eaux et celles des premiers décimètres sous l'interface eau-sédiment) qui sont sous

influence du climat et des événements thermiques (hydrothermalisme) qui expliquent l'évolution et la répartition spatio-temporelle des traces fossiles au cours des temps géologiques. En plus de ces facteurs suscités, l'oxygénation du fond et des eaux interstitielles permettront une meilleure compréhension de la distribution des ichnofossiles, ce qui aidera à la reconstitution des conditions redox. Par ailleurs, les organismes responsables de la bioturbation par la bioirrigation et/ou la bioadvection pompent l'eau oxygénée dans les terriers, créant des conditions défavorables pour la répartition verticale des processus biogéochimiques au cours de la diagenèse. En effet l'abondance des faciès *Black Shales* et la pyrite témoignent d'évènements anoxiques temporaires dans la coupe km30, dans un milieu relativement confiné, exposé à une forte accumulation de matière organique. En revanche, l'absence de ces faciès dans la coupe de Sidi Saâdoun évoque plutôt un milieu oxygéné.

En outre, la minéralisation sélective des traces fossiles par la pyrite, et/ou carbonate passe par médiation bactérienne dans des micro-environnements organiques, développés à l'intérieur ou le long des marges des structures biogéniques (revoir la Figure I-7 et Figure I-8). Néanmoins, aucune texture carbonatée n'a été observée au tour des parois de terriers récoltés dans les deux coupes étudiées comme signalé ailleurs par Sun et *al.* (2020). La présence des granules de pyrite en association avec *Chondrites* à petite taille (et absence des *Zoophycos*) pourrait témoigner de l'anoxie dans les sédiments (Bromley et Ekdale, 1984) où se réalisent des conditions relevant de la zone de la réduction des sulfates.

L'hétérogénéisation des sédiments par la bioturbation peut occulter toutes les structures physiques primaires (pores) aux cours de la diagenèse précoce. Il en ressort que la bioturbation peut détériorer ou améliorer les voies de perméabilité des fluides par son remplissage, et aussi par l'intensité de la bioturbation (revoir la Figure I-9 et Figure I-10).

Finalement, l'étude et compréhension de bioturbation et ses effets peuvent contribuer à définir de nouveaux horizons de recherche avec des passerelles vers d'autres études (sédimentologique, géophysique, géochimique, diagraphique...), et offre une nouvelle vision et plusieurs implications concernant l'exploration et/ou la caractérisation des ressources d'hydrocarbures conventionnelles et non-conventionnelles (énergies fossiles ; *e.g.*, *Shale Gas*, *Shale Petroleum*, *Coalbed methane*, ou actuelle ; Hydrates de méthane) en mesurant les propriétés pétrophysiques des faciès biogéniquement modifiés, ainsi le stockage du carbone issu de la matière organique enfouie dans les sédiments avant d'être minéralisée ou exposée à une bioturbation et/ou à des événements thermiques.

Dans le milieu marin, la distribution et l'association des traces fossiles sont traduites par des ichnofaciès (*e.g.*, Seilacher, 1963, 1964, 1967 ; Frey et Pemberton, 1984 ; Bromley et Asgaard, 1991) qui caractérisant des intervalles bathymétriques (Fig. IV-1), et expriment avec l'intensité de la bioturbation les conditions paléoenvironnementales des séquences sédimentaires. Le passage d'un ichnofaciès à un autre se produit suite à des changements dans des conditions de dépôts (biotiques et environnementaux) en relation avec les variations du niveau marin, la tectonique et l'apport sédimentaire. La plupart des contrôles directs (*e.g.*, la cohérence du substrat, l'apport nutritif, l'énergie hydrodynamique, oxygénation, température...) varient parallèlement avec la profondeur de l'eau (Bromley et D'Alessandro, 1990 ; Bromley, 1990 ; Buatois et Mángano, 2011).

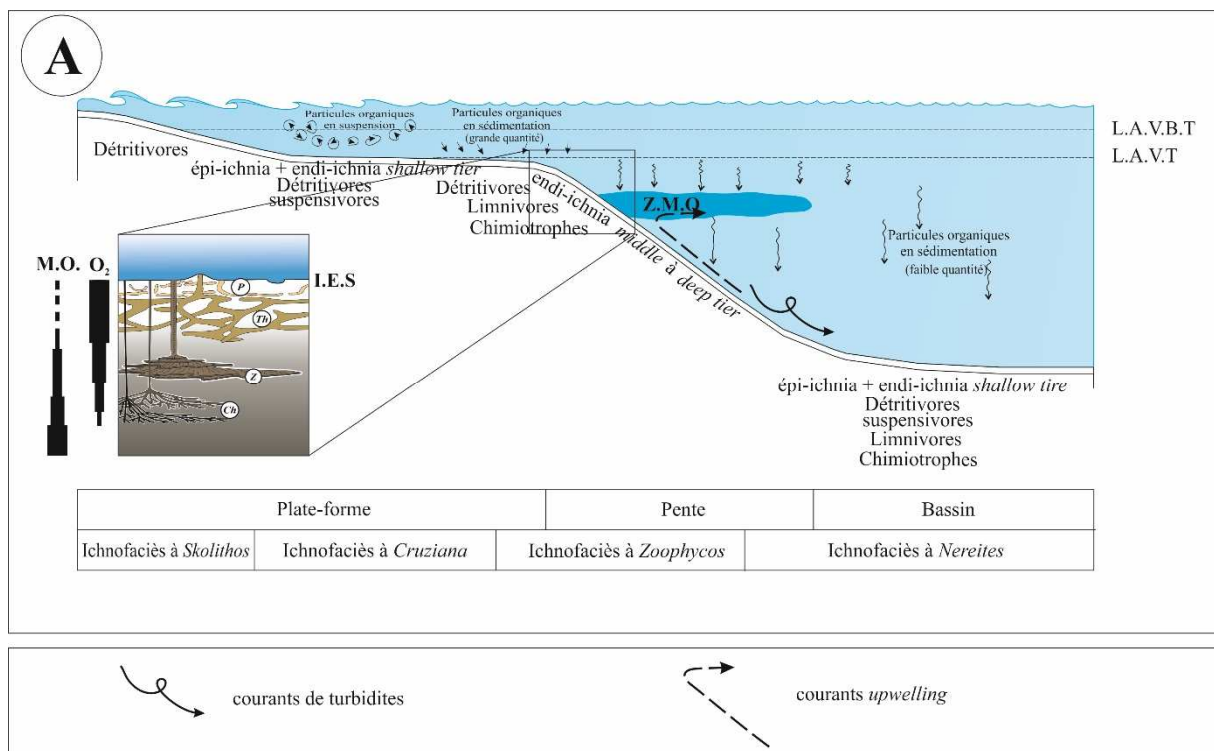


Fig. IV-A : Modèle de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès en fonction des facteurs de contrôles (Buatois et Mángano, 2011). (L.A.V.T : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; L.A.V.B.T : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps ; Z.M.O : Zone à Matière Organique ; I.E.S : Interface Eau-Sédiment).

Le passage d'un ichnofaciès à un autre par ordre bathy croissant et/ou bathy décroissant (*i.e.* ichnofaciès à *Skolithos* vers ichnofaciès *Cruziana* et ainsi de suite ou en sens inverse), et en contexte de séquences transgressives et/ou régressives (comme le cas du passage de la



Formation des Calcaires de Nador à la Formation des Grés de Sidi Saâdoun), se fait par le changement des conditions des biotopes liés aux variations du niveau marin et l'apport sédimentaire. Ces variations induisent souvent des peuplements et donc des changements éthologiques de traces fossiles et mode de vie (déplacement, nutrition, habitat...) des organismes bioturbateurs. Ces comportements éthologiques sont fonction des propriétés physico-chimiques des sédiments superficiels (sous l'interface eau-sédiment), et résultent de périodes érosion/sédimentation, avec les émissions et/ou circulation des fluides interstitiels et

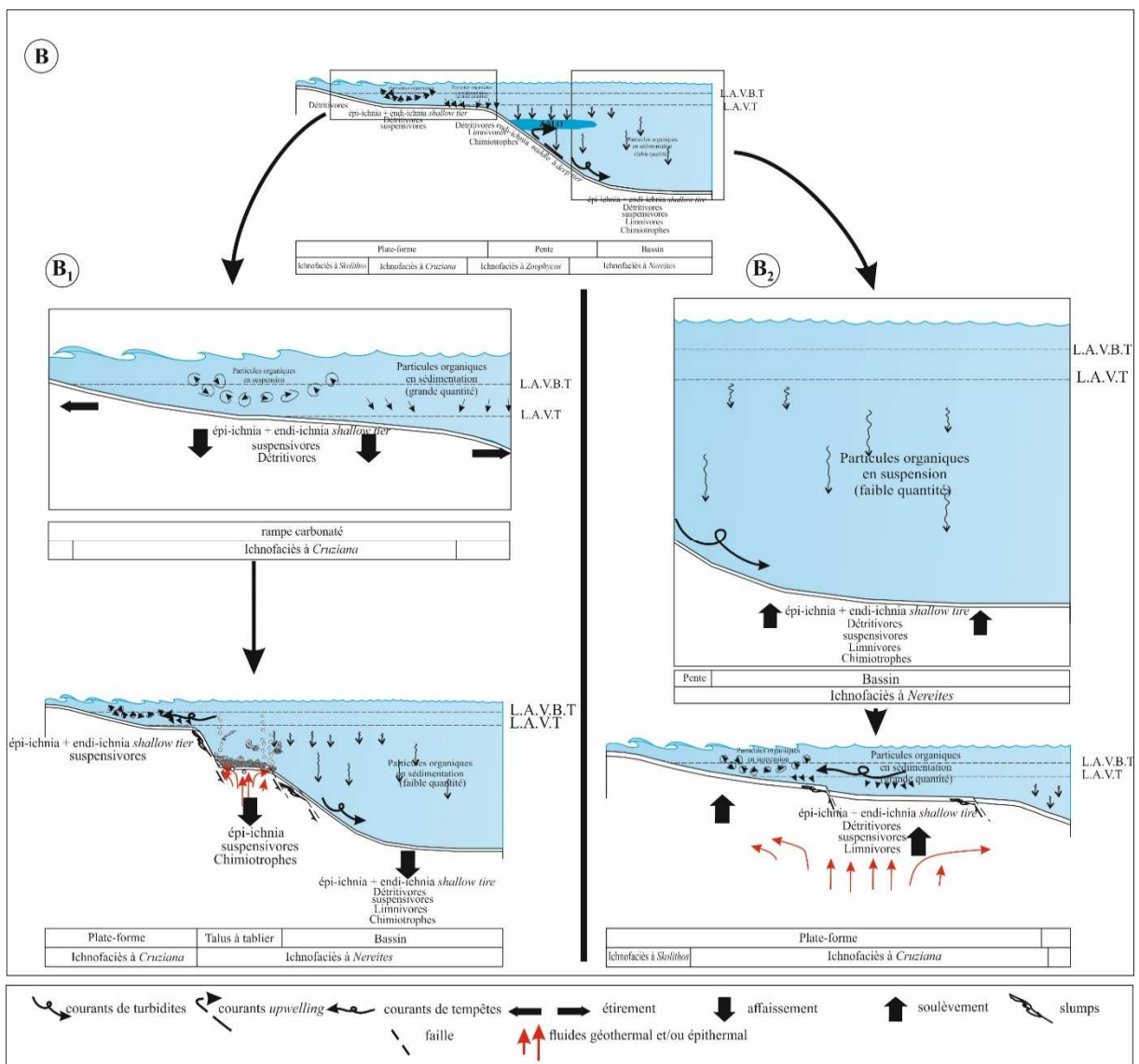


Fig. IV-B : Modèle de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciés en fonction des facteurs de contrôles, dans le cas de sédimentation épisodique (événementielle) génère des perturbations environnementales. (LAVT : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; LAVBT : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps).

diagenétiques de différentes origines (organique et/ou inorganique) à travers les pores primaires intergranulaires ou générées par la bioturbation.

Le passage d'un ichnofaciès peu profond à autre profond tout en occultant (« saut ») un ichnofaciès intermédiaire (cas du passage de la Formation du Chefar el Ahmar à la Formation des Argiles de Marhouma) ou l'inverse (cas du passage de la Formation des Grés de Sidi Saâdoun à la Formation des Argiles de Faïdja) (Fig. IV-B) s'explique par une sédimentation épisodique liée à un évènement tectono-eustatique qui provoque un déséquilibre synsédimentaire et génère des perturbations environnementales. Ce changement favorise le déplacement de la faune suspensivore et détritivore de surface, avec possibilité de l'expansion des fluides épi-hydrothermaux à travers les accidents (*e.g.*, failles, diaclases...) qui participent par la suite à l'édification de concrétions carbonatées ; Ceci en présence d'une faune eurytherme, chimiotrophe en chimiosymbiose avec possibilité de rencontrer des traces fossiles qui caractérisent un autre ichnofaciès et/ou environnement de dépôts original, et une faible intensité.

### III. RECOMMANDATIONS

Ce travail aspire à contribuer en tout premier lieu éclaircir, améliorer et développer notre compréhension des relations entre la bioturbation avec leurs processus dans les sédiments et les fluides qui les traversent, par un inventaire des traces fossiles et l'évaluation leurs milieu de dépôt. Les résultats obtenus constituent un jalon supplémentaire vers le décryptage des interactions pouvant exister entre la bioturbation et les voies de passage des fluides conduisant à la précipitation subséquente de minéraux authigéniques. En guise de complément de ce travail, nous recommandons :

- Une étude minéralogique approfondie (DRX minéralogique) pour ressortir les processus et facteurs chimiques pouvant être significativement influencés par la bioturbation.
- Tenter de pousser les analyses géochimiques des isotopes stables ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta\text{D}$  et  $\delta^{34}\text{S}$ ...) et des Terres Rares (*REE*) pour comprendre le scénario diagenétique et déterminer la nature et les mouvements des fluides minéralisateurs.
- La géochimie organique mesure le Carbone Organique Total (COT).
- Enfin reconstruire par les méthodes d'intelligence artificiel les voies de passage et migration des fluides dans les sédiments bioturbés par les terriers récoltés dans les terrains étudiés.

**– REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES –**

- ABALOS B. et ELORZ J. (2011) – Latest Cretaceous cone-in-cone structures and soft sediment deformation (Basque-Cantabrian Basin, north Spain): A record of deep-marine paleoseismicity. *Geological Society of America Bulletin*, 123; pp. 427-438.
- ABBACHE A. (2001) – Etude sédimentaire des calcaires "griottes" et les faciès associés (Givétien- Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara sud oranais). *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 115 p., 49 fig., 11 pl. (*inédit*)
- ABBACHE A. (2019) – Paléobiodiversité et évènements eustatiques du Dévonien supérieur de Ben-Zireg et Gourara (Sahara nord ouest ; Algérie). *Thèse Doctorat d'État Univ-Oran 2*, 350p.
- ABBACHE A., OUALI MEHADJI A., CRÔNIER C., FELLAH A.H., ALLAIRE N., MONNET C. (2019) – Le Dévonien supérieur du Sahara nord-occidental (Algérie): Facies, environnements et signification géodynamique des calcaires griottes. *Carnets Geol*, Madrid, 19 (5): pp. 71-96.
- AHARON P. et SEN\_GUPTA B.K., (1994) – Bathymetric reconstructions of the Miocene-age "calcaria *Lucina*" (Northern Apennines, Italy) from oxygen isotopes and benthic Foraminifera. *Geo-Marine Letters*, 14: pp. 219-230.
- AIGNER T. et REINECK H.E. (1982) – Proximity trends in modern storm sands from the Helgoland Bight (North Sea) and their implications for basin analysis. *Senckenbergiana Marina*, 14: pp. 183-215.
- AÏT KACI A. (1990) – Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord-occidental). *Th. Doct. 3<sup>ème</sup> cycle, Univ., Alger*, 193 p.
- AÏT OUALI R. et NADJARI A. (2006) – Le Bassin d'Ougarta : Une mobilité permanente au Paléozoïque. *Mémoire Service Géologique National*. n°13, pp. 23-40, 5fig, 17ph.
- AÏT OUALI R. (2007a) – Les Calcaires griottes. Une période d'instabilité et de vacuité. *Mémoire Service Géologique National* 14, pp. 73-77.
- AÏT OUALI R. (2007b) – Les Grès de Marhouma. Un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire. *Mémoire Service Géologique National*, 14, pp. 79-82.
- AITKEN S. A., COLLOM C. J., HENDERSON C. M. et JOHNSTON P. A. (2002) – Stratigraphy, paleoecology, and origin of Lower Devonian (Emsian) carbonate mud buildups, Hamar

- Laghdad, eastern Anti-Atlas, Morocco, Africa. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* Vol. 50, N°. 2, pp. 217-243, 14 fig., 2 tabl.
- AKKOUCHE M. (2007) – Application de la datation par traces de fission à l'analyse de la thermicité de bassins à potentialités pétrolières. Exemple de la cuvette de Sbaa et du bassin de l'Ahnet-Nord (Plate-forme saharienne occidentale, Algérie). *Thèse Doct. Univ., Bordeaux I*, 289p., 81 fig., 15 tabl., 10 p.
- ALFARO P., DELGADO J., ESTÉVEZ A., MOLINA J., MORETTI M. et SORIA J. (2002) – Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, 91 (3), pp. 505-513.
- ALIMEN H., LE MAITRE. D., MENCHIKOFF N., PETTER G. et POUEYTO A. (1952) – Les chaines d'Ougarta et la Saoura. *19ème congr. Géol. Intern., Alger, 1ère série*, Algérie, 15: pp. 1-114.
- ALLER R.C. (1982) – The effects of macrobenthos on chemical properties of marine sediment and overlying water. In: MCCALL PL, TEVESZ MJS (eds) *Animal-sediment relations*. Plenum Press, New York, NY, pp. 53-102.
- ALLER R.C. (1988) – Benthic fauna and biogeochemical processes in marine sediments: the role of burrow structures. In: T.H. BLACKBURN, J. SORENSEN, (eds) *Nitrogen cycling in coastal marine environments*, Chichester, John Wiley & Sons, pp 301-338.
- ALLER R.C. (1994) – Bioturbation and remineralization of sedimentary organic matter: effects of redox oscillation. *Chem. Geol.* 114: pp. 331-345.
- ALLER R.C. (2001) – Transport and reactions in the bioirrigated zone. In: BOUDREAU, B.PB et JØRGENSEN, B.B., (eds.) *The benthic boundary layer: transport processes and biogeochemistry*. Oxford University Press. pp. 269-301.
- ALLER R.C. et YINGST J.Y. (1985) – Effects of marine deposit-feeders *Heteromastus filiformis* (Polychaeta), *Macoma balthica* (Bivalvia) and *Tellina texana* (Bivalvia) on averaged sedimentary solute transport, reaction rates, and microbial distributions. *J. Mar. Res.* 43:pp. 615-645.
- ALLEN J.R.L. (1984) – Sedimentary structures: their character and physical basis. *Developments in sedimentology. Elsevier*, Amsterdam, 30 (1): 592p.

- ALLEN J.R.L. (1985) – Principe of physical sedimentology. *Allen et Unwin Ltd*, London, 272p.
- ALLISON P. A. et BRETT C.E. (1995) – In situ benthos and paleo-oxygenation in the Middle Cambrian Burgess Shale, British Columbia, Canada. *Geology*, 23 (12): pp. 1079-1082.
- ALMÉRAS Y., ELMIS S. et FAURE Ph. (2007) – Les brachiopodes liasiques d’Algérie occidentale. *Documents des Laboratoires de Géologie, Lyon*, n°163, pp. 3-241
- ALOISI G., PIERRE, C., ROUCHY, J.M., FOUCHER, J.P., WOODSIDE, J., MEDINAUT Scientific Party, (2000) – Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth Planetary Science Letters*, 184, pp. 321-338.
- ALPERT S. P. (1973) – *Bergaueria* Prantl (Cambrian and Ordovician), a probable actinian trace fossil. *Journal of Paleontology*, 47: pp. 919-924.
- ALPERT S. P. (1976) – Trilobite and star-like trace fossils from the White-Inyo Mountains, California. *Journal of Paleontology*, 50: pp. 226-239.
- ALVES T.M. (2015) – Submarine slide blocks and associated soft-sediment deformation in deep-water basins: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 67, pp. 262-285.
- ANKETELL J.M., CEGLA, J. et DZULINSKY S. (1970) – On the deformational structures in systems with reversed density gradients. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 1 (XL), pp. 3-30.
- ANSCHUTZ P., SUNDBY B., LEFRANÇOIS L., LUTHER III G. W. et MUCCI A. (2000) – Interactions between metal oxides and species of nitrogen and iodine bioturbated marine sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64: pp. 2751-2763.
- ARAI M. N. et MCGUGAN A. (1969) – A problematical Cambrian coelenterate (?). *Journal of Paleontology*, 43: pp. 93-94.
- ARCHER A. W. et MAPLES C. G., (1984) – Trace fossil distribution across a marine to nonmarine gradient in the Pennsylvanian of southwestern Indiana. *Journal of Paleontology*, 58: pp. 448-466.
- ARRHENIUS G. (1963) – Pelagic sediments. In: M. N. Hill (Ed.), *The sea*. New York: Wiley. pp. 655-727.
- ARTHUR M. A. et SAGEMAN B. B. (1994) – Marine black shales: Depositional mechanisms and environments of ancient deposits, *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 22: pp. 499-551.

- ATROPS F. et BENEST M. (1981) – Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (Avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences paléogéographiques. *Geobio.*, Lyon, n°14, fasc. 1, pp. 115-122, 3 fig.
- ATROPS F. et BENEST M. (1982) – Découverte de faunes d'ammonites de la zone à *Platynota* (Kimméridgien inférieur) dans les monts de Chellala (Avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences stratigraphiques et paléogéographiques. *Geobios*, Lyon, n ° 15, fasc. 6, pp. 951-957, 2 fig., 1 pl
- AUCLAIR D. et BIELHER J. (1967) – Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saida, *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°34, pp. 3-45, 4 fig., 6 pl., carte géol., h.t. 1/200 000.
- AUGIER C. (1967) – Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hautes Plateaux, *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°34, pp. 47-80, 8 fig.
- AUZOUX-BORDENAVE S., AMEZIANE N., BADOU A., BERLAND S., CARAGUEL J.-M., DOMART-COULON I., LOPEZ P.-J., LUQUET G., MARTIN S., DE RAFELIS M., SEGALEN L. et SIRE J.-Y. (2013) – Les biominéralisations, témoins de l'évolution du vivant. *Le Courrier de la Nature*, n° 275 : pp. 29-37.
- BALOGÉ P. A. (1981) – Foraminifères et ostracodes dans les faciès « Ammonitico-Rosso » et associés du Lias (Domérien-Toarcien) du Djebel Nador, Algérie. *In* Farinacci A. et Elmi S. (éd.), *Rosso Ammonitico symp. Proc. Taecnoscienza edit.*, Roma, pp. 26-37, 1 pl.
- BAMBACH R.K. (1983) – Ecospace utilization and guilds in marine communities through the Phanerozoic. *In*: Biotic interactions in recent and fossils benthic communities (eds M.J.S. TEVESZ, P.L. MCCALL): pp. 719-746. Plenum press, New York, London.
- BANIAK G. M., GINGRAS M. K., BURNS B. A., et PEMBERTON S. G. (2015) – Petrophysical characterization of bioturbated sandstone reservoir facies in the upper Jurassic ula formation, norwegian north sea, europe. *Journal of Sedimentary Research*, v. 85, pp. 62–81.
- BANN K.L., TYE S.C., MACEACHERN J.A., FIELDING C.R. et JONES B.G. (2008) – Ichnological and sedimentological signatures of mixed wave- and stormdominated deltaic deposits: examples from the early Permian Sydney Basin, Australia. *In* HAMPSON G.J. et al. (eds.): Recent advances in models of siliciclastic shallow-marine stratigraphy. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists*, Tulsa, pp. 293-332.

- BANTA G. T. et ANDERSEN, O. (2003) – Bioturbation and the fate of sediment pollutants- Experimental case studies of selected infauna species. *Vie et Milieu* 53, pp. 233-248.
- BARNES R.O. et GOLDBERG E.D. (1976) – Methane Production and Consumption in Anoxic Marine-Sediments, *Geology*, 4, pp. 297-300.
- BASTIEN C. (1967) – Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (Région d'Ougarta – Dévonien inférieur). *Publication du service Géologique d'Algérie*, (n. sér.), *Bulletin*, 35, pp. 81-88.
- BASTIEN C., CHENNAUX G., MAZELET P., UMBACH P. et BASCONE-LEHMENN J. P. (1965) – Dévonien de l'Ougarta. Etude sédimentologique. *SN – REPAL. Rapport interne (inédit)*.
- BAUCON A. (2008) – Neoichnology of a microbial mat in a temperate, siliciclastic environment: Spiaggia al Bosco (Grado, Northern Adriatic, Italy). In *Italian Ichnology*, ed. M. Avanzini and F. Petti, *Studi Trentini di Scienze Naturali Acta Geologica*, 83, pp. 183-203.
- BAUCON A., BEDNARZ M., DUFOUR S., FELLETTI F., MALGESINI G., DE CARVALHO C.N., NIKLAS K.J., WEHRMANN A., BATSTONE R., BERNARDINI F., BRIGUGLIO A., CABELLA R., CAVALAZZI B., FERRETTI A., ZANZERL H. et MCILROY D. (2019) – Ethology of the trace fossil *Chondrites*: form, function and environment. *Earth Sci Rev* 202: 102989.
- BAUDIN F. TRIBOVILLARD N. et TRICHET J. (2007) – Géologie de la matière organique. *Soc. Géol. France. Vuibert* (1ed.). 263p.
- BAUDIN F. TRIBOVILLARD N. et TRICHET J. (2017) – Géologie de la matière organique. *Soc. Géol. France. Géosphères, EDP Sciences* (2ed.). 260p.
- BECKER A., DAVENPORT C.A. et GIARDINI D. (2002) – Paleoseismicity studies on end Pleistocene and Holocene lake deposits around Basle, Switzerland. *Geophysical Journal International*, 149, pp. 659-678.
- BEDNARZ M. et MCILROY D. (2012) – Effect of phycosiphoniform burrows on shale hydrocarbon reservoir quality. *AAPG Bulletin*, v. 96, no. 10, pp. 1957-1980.
- BEDNARZ M. et MCILROY D. (2015) – Organism–sediment interactions in shale-hydrocarbon reservoir facies – Three-dimensional reconstruction of complex ichnofabric geometries and pore-networks. *International Journal of Coal Geology* 150-151, pp. 238-251.



- BELKA Z., (1998) – Early Devonian Kess-Kess carbonate mud mounds of the eastern Anti-Atlas (Morocco), and their relation to submarine hydrothermal venting. *Journal of Sedimentary Research*, 68: pp. 368-377.
- BEN-AWUAH J. et PADMANABHAN E. (2015) – Effect of bioturbation on reservoir rock quality of sandstones: A case from the Baram Delta, offshore Sarawak, Malaysia. *Petrol. Explor. Develop.*, 42(2): pp. 223-231.
- BENDELLA M. (2004) – Séquence et Ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge Famennien terminal (Béni-Abbès, Saoura). *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 142 p., 38 fig. 3 tab.
- BENDELLA M. (2012) – Evolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des évènements anoxiques. *Thèse Doctorat d'État Univ-Oran*, 169p., 59 fig., 3 tabl.
- BENDELLA M., BENYOUCEF M., CHERIF A. et BENHAMOU M. (2011) – Ichnology and sedimentology of the “Argiles de Saïda” formation (CallovoOxfordian) of the Djebel Brame (Tiaret, Algeria). *Bulletin de la Société géologique de France*, 182 (5): pp. 417-425.
- BENDELLA M. et OUALI MEHADJI A. (2014) – Depositional environment and Ichnology (*Nereites* ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria). *Arab Journ. Geosci.* 14 p., 6 fig.
- BENEST M. (1985) – Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est du Maroc au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 95 : 581p.
- BENEST M., ELMI S., BENHAMOU M., OUARDAS T., PERRIAUX J. et GHALI M. (1995) – Dynamique de mise en place d'un cône détritique d'âge Callovo-Oxfordien dans le sillon intra-cratonique du Nador du Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *C. R. Acad. Sc.*, Paris, t. 321, (série. II a), pp. 103-110.
- BENEST M., ELMI S., OUARDES T., PERRIAUX J. et BENHAMOU M. (1997) – Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritico-callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol. 8, n°1, pp. 3-17, 4 fig.
- BENITEZ-NELSON, C.R. (2000) – The biogeochemical cycling of phosphorus in marine systems. *Earth Sci. Rev.*, 51: pp. 109-135.

- BENHAMOU M. ABBACHE A., ELMI S., MEKAHLI L., RACHBOEUF P., OUALI MEHADJI A., et BOUMENDJEL K. (2004) – Les calcaires « Griottes » et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Béni-Abbès au Dj. Heche (Saoura, Algérie) : Environnements et implications paléogéographiques. *Bull. Serv. Géol. Algérie, Vol.15, n°1*, pp. 27-49, 4 fig., 3 pl.
- BENTON M.J. (1982) – Trace fossils from Lower Paleozoic ocean-floor sediments of the Southern Upland of Scotland. - *Trans. Roy. Soc. Eart. Sci.* 73, pp. 67-87.
- BENTON M.J. et HARPER D.A.T. (1997) – Basic palaeontology. Longman, Addison Wesley Longman, Harlow, Essex. 342p.
- BERNARD B. B., BROOKS J. M., et SACKETT W. M. (1976) – Natural gas seepage in the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters* 31: pp. 48-54.
- BERNDT C. (2005) – Focused fluid flow in passive continental margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 363(1837), pp.2855–2871.
- BERNER, R. A. (1980) – Early Diagenesis: A Theoretical Approach, Princeton University Press, Princeton New Jersey. 241 p.
- BERTRAND J.-C., BONIN P., GREGORI G., CAUMETTE P., GUYONEAUD R., GATTUSO J.-P., LE ROUX X., POLY F. et MATHERON R. (2015) – Biogeochemical Cycles, *Environmental Microbiology: Fundamentals and Applications: Microbial Ecology*, pp. 511-617, 49 fig., 7 tabl.
- BERTICS, V. J., SOHM, J. A., TREUDE, T., CHOW, C. E. T., CAPONE, D. G., FUHRMAN, J. A. et ZIEBIS, W. (2010) – Burrowing deeper into benthic nitrogen cycling: The impact of Bioturbation on nitrogen fixation coupled to sulfate reduction. *Marine Ecology Progress Series*, 409, pp. 1-15.
- BESSEGHIER F. (2014) – Systématique et paléoécologie des Rugosa et Tabulata (Anthozoaires) du niveau a faune benthique variée du "km 30" et d'Erg el Djemel (Saoura-Ougarta, Algérie). *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 122 p., 18 fig., 6 tabl., 23 pl.
- BJERSTEDT T. W. (1987) – Latest Devonian earliest Mississippian nearshore trace-fossil assemblages from West Virginia, Pennsylvania, and Maryland. *Journal of Paleontology*, 61: pp. 865-889.

- BJØRLYKKE K. (1973) – Origin of limestone nodules in the Lower Palaeozoic of the Oslo Region. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, Vol. 53, pp. 419-431.
- BLATT H., MIDDLETON G. et MURRAY R. (1980) – Origin of sedimentary rocks. *Second edition*. Prentice. Hall, Englewood cliffs, New Jersey, 782 p.
- BLOUET J.-P., ARNDT S., IMBERT P. et REGNIER P. (2021) – Are seep carbonates quantitative proxies of CH<sub>4</sub> leakage? Modeling the influence of sulfate reduction and anaerobic oxidation of methane on pH and carbonate precipitation. *Chemical Geology*, 577: 120254.
- BOETIUS, A., RAVENSCHLAG K., SCHUBERT C.J., RICKERT D., WIDDEL F., GIESEKE A., AMANN R., JORGENSEN B.B., WITTE U., et PFANNKUCHE O. (2000) – A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane, *Nature*, 407, pp. 623-626.
- BOND D., WIGNALL P.B. et RACKI G. (2004) – Extent and duration of marine anoxia during the Frasnian-Famennian (Late Devonian) mass extinction in Poland, Germany, Austria and France. *Geological Magazine*, 141 (02), pp.173-193.
- BONET A. et MAILLOT H. (1980) – Structure cone in cone et diagenèse initiale. Arguments morphologiques et géochimiques. *Ann. Soc. Géol. Nord, Lille*, 99, pp. 465-476.
- BOUMA A. H. (1962) – Sedimentology of some flysch deposits "A graphic approach to facies interpretation". *Elsevier*, Amsterdam, 168 p. BOURIAK S., VANNESTE M. et SAOUTKINE A. (2000) – Inferred gas hydrates and clay diapirs near the Storegga Slide on the southern edge of the Vøring Plateau, offshore Norway. *Marine Geology*, Vol. 163: pp. 125-148.
- BOUMENDJEL K., BRICE D., COOPER P., GOURVENNEC R., JAHNKE H., LARDEUX H., LEMENN J., MELOU M., MORZADEC P., PARIS F., PLUSQUELLEC Y. et RACHEBOEUF P. (1997) – Les faunes du Dévonien moyen de L'ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord. T.5 (2<sup>ème</sup> série)* : pp. 89-116.
- BOUMENDJEL K. et PARIS F. (1977) – Chitinozoaires. In BOUMENDJEL *et al.* Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie) *Ann. Soc. Géol. Nord, (2<sup>ème</sup> série)*, 5, pp. 89-116.
- BOUREZG S. (1984) – Evolution géodynamique de la bordure fragile sud-mésétienne : le Djebel Nador de Tiaret-Algérie : étude sédimentologique et structurale. *Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Pau*, n° 187, 215 p., 68 fig., 22 pl.

- BOURGEOIS J. et LEITHOLD E.L. (1984) – Wave-worked conglomerates depositional processes and criteria for recognition, *In* KOSTER E.H. et STEEL R.J. (eds), *Sedimentology of gravels and conglomerates. Canadian Society Petroleum Geologists, Memoir 10*: pp. 331-343.
- BOURQUIN S. et DURAND M. (2007) – International Field Workshop on ‘The Triassic of eastern France - Livret d'excursion - *Mémoires Géosciences Rennes*, hors-série n° 5, 80 p.
- BRAECKMAN U., YAZDANI FOSHTOMI M., VAN GANSBEKE D., MEYSMAN F., SOETAERT K., VINCX M. et VANAUVERBEKE J. (2014) – Variable importance of macrofaunal functional biodiversity for biogeochemical cycling in temperate coastal sediments. *Ecosystems* 17: pp. 720-737.
- BREHERET J.-G., HANZO M., EL ALBANI A. et IATZOURA A. (2004) – Impact de la vie benthique sur la genèse de nodules calcaires dans les *black shales*. *C. R. Geoscience*. 336 : pp. 1355-1362.
- BRENCHLEY P.J. et HARPER D.A.T. (1998) – Palaeoecology: Ecosystems, Environments and Evolution. *Chapman & Hall, London*, 402p.
- BRICE D. (1997) – Brachiopodes Pentameroidea, Rhynchonelloidea, Athyroidea, Retzoidea, Atrypoida et Terebratuloida. *In* : BOUMENDJEL *et al* 1997. Les faunes du Dévonien de l’Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, (2<sup>ème</sup> série), 5, pp. 89-116.
- BROMLEY R.G. (1990) – *Trace Fossils. Biology and Taphonomy*. London: Unwin Hyman.
- BROMLEY R.G. (1996) – *Trace fossils. Biology, Taphonomy and Applications*. London: Chapman & Hall, London. 361 p.
- BROMLEY R.G. et ASGAARD U. (1991) – Ichnofacies: a mixture of taphofacies and biofacies. *Lethaia*, 24, pp. 38-80
- BROMLEY R. G. et EKDALE A. A. (1984) – *Chondrites*: a trace fossil indicator of anoxia environments in sediments. *Science*, 244, pp. 872-874.
- BROMLEY R.G. et EKDALE A.A. (1986) – Composite ichnofabric and tiering of burrows. *Geological Magazine*. 123, pp. 59-65.
- BROMLEY R.G. et D’ALESSANDRO A. (1990) – Comparative analysis of bioerosion in deep and shallow water, Pliocene to recent, Mediterranean Sea. *Ichnos*, 1, pp. 43-49

- BROMLEY R.G., PEMBERTON S.G. et RAHMANI R.A. (1984) – A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. *Journal of Paleontology*, 58, pp. 488-498.
- BROWN K.M. (1990) – The nature and hydrogeologic significance of mud diapirs and diatremes for accretionary systems. *Journal of Geophysical Research*, 95(B6): pp. 8969-8982.
- BUSTIN A.M.M., BUSTIN R.M., et CUI X. (2008) – Importance of Fabric on the Production of Gas Shales: *Society of Petroleum Engineers Unconventional Reservoirs Conference*, pp. 10-12.
- BUATOIS L.A. et MÁNGANO M.G. (2003) – Early colonization of the deep sea: Ichnologic evidence of deep-marine benthic ecology from the Early Cambrian of northwest Argentina. *Palaios*, 18, pp. 572-581.
- BUATOIS L.A. et MÁNGANO M.G. (2010) – The trace fossils record of organism-matground interactions in space and time. *Society for Sedimentary Geology Field Conference Abstracts, Microbial Mats in Siliciclastic Deposits (Archean to Today)*, Denver, 14.
- BUATOIS L. A. et MÁNGANO M. G. (2011) – Ichnology: organism-substrate interactions in space and time. *Presse de l'Université de Cambridge*, 358p.
- BUATOIS L.A., MÁNGANO M.G., MAPLES C.G. et LANIER W.P. (1997) – The paradox of nonmarine ichnofaunas in tidal rhythmites: Integrating sedimentologic and ichnologic data from the Late Carboniferous of eastern Kansas, USA. *Palaios*, 12, pp. 467-481.
- BUATOIS L.A., NETTO R. et MÁNGANO M.G. (2010) – Ichnology of late Paleozoic post-glacial transgressive deposits in Gondwana: reconstructing salinity conditions in coastal ecosystems affected by strong meltwater discharge. In *Late Paleozoic Glacial Events and Postglacial Transgressions in Gondwana*, ed. O. LOPEZ GAMUNDI et L.A. BUATOIS, *Geological Society of America Special Paper*, 468, pp. 149-173.
- BUATOIS L.A., SANTIAGO N., HERRERA M., PLINK-BJÖRKLUND P., STEEL R., ESPIN M. et PARRA K. (2012) – Sedimentological and ichnological signatures of changes in wave, river and tidal influence along a Neogene tropical deltaic shoreline. *Sedimentology*, 59: pp. 1568-1612.
- BUATOIS L.A., RENAUT R.W., SCOTT J.J., et OWEN R.B. (2017a) – An unusual occurrence of the trace fossil *Vagorichnus* preserved in hydrothermal silica at Lake Baringo, Kenya Rift

- Valley: Taphonomic and paleoenvironmental significance, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 485: pp, 843-853.
- BUATOIS L. A., WISSHAK M., WILSON M. A. et MÁNGANO M.G. (2017b) – Categories of architectural designs in trace fossils: A measure of ichnodisparity. *Earth Sci Rev*, 164: pp. 102-181.
- BUCKMAN J. O. (1995) – A comment on annulate forms of *Palaeophycus* Hall 1847: with particular reference to *P. "annulatus" sensu* Pemberton and Frey 1982, and the erection of *P. Crenulatus* ichnosp, nov. *Ichnos*, 4: pp. 131-140.
- BYRNE, N., STROUS, M., CRÉPEAU, V., KARTAL, B., JEAN-LOUIS, B., SCHMID, M.C., LESONGEUR, F., SCHOUTEN, S., JAESCHKE, A., JETTEN, M.S.M., PRIEUR, D., et GODFROY, A. (2009) – Presence and activity of anaerobic ammonium-oxidizing bacteria at deep-sea hydrothermal vents. *ISME Journal*, 3 : pp. 117-123.
- CALLAC N. (2013) – Cycles biogéochimiques du Fer et du Soufre dans les systèmes hydrothermaux en contexte sédimentaire du Bassin de Guaymas : traçages isotopiques et interactions micro-organismes/minéraux *Thèse Doctorat*, Université de Bretagne Occidentale, 515p.
- CALLOW R.H.T, et MCILROY D. (2011) – Ichnofabrics and ichnofabric-forming trace fossils in Phanerozoic turbidites. *Bull Can Petrol Geol*, 59: pp 103-111.
- CALNER M. et ERIKSSON M. E. (2012) – The record of microbially induced sedimentary structures (MISS) in the Swedish Paleozoic. *In*: NOFFKE N. et CHAFETZ H.S. (Eds.), *Microbial Mats in Siliciclastic Depositional Systems Through Time. Society for Sedimentary Geology*, SEPM Spec. Publ., vol. 101: pp. 29-35.
- CALVERT S.E. (1971) – Composition and origin of North Atlantic deep-sea cherts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n° 33, pp. 273-288.
- CALVERT S.E. (1974) – Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Int. Ass. Sedim., Special publication*, n°1, pp. 273-299.
- CAMPBELL K.A. et BOTTJER D.J., (1995) – Brachiopods and chemosymbiotic bivalves in Phanerozoic hydrothermal vent and cold seep environments. *Geology*, Vol. 23(No. 4): pp. 321-324.

- CAMPBELL K. A., FARMER J. D., et DES MARAIS D. (2002) – Ancient hydrocarbon seeps from the Mesozoic convergent margin of California: carbonate geochemistry, fluids and palaeoenvironments. *Geofluids*, 2: pp. 63-94.
- CAMPBELL K. A. (2006) – Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232: pp. 362- 407.
- CAMPBELL K. A., NELSON C. S., ALFARO A. C., BOYD S., GREINERT J., NYMAN S. L., GROSJEAN E., LOGAN G. A., GREGORY M. R., COOKE S. et LINKE P. (2010) – Geological imprint of methane seepage on the seabed and biota of the convergent Hikurangi Margin, New Zealand: box core and grab carbonate results. *Mar. Geol.*, 272: pp. 285-306.
- CANFIELD D.E., KRISTENSEN E., et THAMDRUP B. (2005) – aquatic geomicrobiology. *Advances in marine biology* 48: pp 1-599.
- CANFIELD D.E. et RAISWELL R. (1991) – Pyrite formation and fossil preservation. In: Taphonomy: Releasing the Data, Locked in the Fossil Record (Allison, P.A. and Briggs, D.E.G., Eds.), pp. 337-387. Plenum, New York, NY.
- CARATINI C. (1965) – Age de l'orogénèse du Djebel Nador (Département de Tiaret) et des Monts de Chellala Reibel (Département de Médéa), Algérie C. R. *Soc. Géol. France*, Paris, fasc. 10, pp. 324-395.
- CARATINI C. (1967) – Histoire géologique de la région de la Chellala Reibel (Département de Médéa et de Tiaret, Algérie). *Act Soc. Linn. Bordeaux*, t. 104, sér. B, n° 2, pp. 1-9, 6 fig.
- CARATINI C. (1970) – Etude géologique de la région Chellala-Reibell (Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°40, 2 t., 311 p. 106 fig., 18 tabl., 9 pl.
- CARMONA N.B., BUATOIS L.A., PONCE J.J. et MANGANO M.A. (2009) – Ichnology and sedimentology of a tide-influenced delta, Lower Miocene Chenque Formation, Patagonia, Argentina: trace-fossil distribution and response to environmental stresses. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273: pp. 75-86.
- CARPENTER G. (1981) – Coincident sediment slump/clathrate complexes on the U.S. Atlantic continental slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 1: pp. 29-32.

- CASIER J. G. (1983) – Les Ostracodes du Frasnien et de la base du Fammenien de la coupe du "km30" (Saoura, Sahara algérien). *Bull. Soc. Belge. Géol.* Bruxelles, 91, 4, pp. 195-207, 1 fig., 1 tabl., 2 pl.
- CASIER J. G. (1985) – Les Ostracodes de la partie supérieure de la formation de Teferguente (Givétien) et de la formation de Marhouma (Givétien-Fammenien) de la coupe du "km 30" (Saoura, Sahara algérien). *Geobios*, 18, pp. 833-846.
- CASIER J. G. (1986) – Les ostracodes de la partie supérieure de la Formation de Teferguente : erratum. *Geobios*, 19(2), 266 p.
- CASSANDRE S. L. (2010) – Diversité et activité des communautés microbiennes dans des sédiments marins associés aux émissions de fluides froids. *Thèse. Doct. Université de Bretagne Occidentale*. 257 p., 27 fig., 5 tabl.
- CHADUTEAU C., (2008) – Origine et circulation des fluides dans les sédiments des marges. Contribution de l'hélium et du méthane dans la compréhension des processus. Etude de 2 zones actives. *Thèse Doctorat, Université Bretagne occidentale*, 151 p.
- CHAMBERLAIN C. K. (1971) – Morphology and ethology of trace fossils from the Quachita Mountains, southeast Oklahoma. - *Journal of Paleontology*, 45: pp. 2-246.
- CHAMBERLAIN C.K. (1977) – Ordovician and Devonian trace fossils from Nevada. *Nevada Bureau of Mines and Geology, Bulletin 90*: 24 p.
- CHAMBERLAIN C.K. et CLARK D.L. (1971) – Trace fossils and conodonts as evidence for deep-water deposits in the Oquirrh Basin of Central Utah. *Journal of Paleontology*., 47(4), pp. 663-682.
- CHAMLEY H. (1988) – Les milieux de sédimentation. BRGM Éditions, Paris ; 173 p.
- CHAPRON E., BECK C., POURCHET M. et DECONINCK J.-F. (1999) – 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11: pp 86-92.
- CHIKHAOUI M. (1974) – Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta *Thèse Doctorat 3<sup>ème</sup> Cycle, Univ. Alger*.
- CHOQUETTE P. W. et PRAY L. (1970) – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, pp. 207–250.



- CIARELLI S, VAN STRAALLEN NM, KLAP V.A, et VAN WEZEL A.P. (1999) – Effects of sediment bioturbation by the estuarine amphipod *Corophium volutator* on fluoranthene resuspension and transfer into the mussel (*Mytilus edulis*). *Environ Toxicol Chem* 18: pp. 318-328.
- CIUTAT A. (2003) – Impact de la bioturbation des sédiments sur les transferts et la biodisponibilité des métaux - Approches expérimentales. Thèse Doctorat, Université de Bordeaux I, 207p.
- CLARKE J. M. et SWARTZ C. K. (1913) – Systematic paleontology of the Upper Devonian deposits of Maryland: in Maryland Geological Survey, Middle and Upper Devonian Volume, pp. 535-701.
- CLAYPOOL G.E., et KAPLAN I.R. (1974) – The origin and distribution of methane in marine sediments, in *Natural Gases in Marine Sediments*, edited by I. R. Kaplan, Plenum Press, New York, pp. 99-139.
- CLAYTON C. (1992) – Source volumetrics of biogenic gas generation, in *Bacterial Gas*, edited by R. Vially, Editions Technip, Paris, pp. 191-204.
- CLUFF R. M. (1980) – Paleoenvironment of the New Albany Shale group (Devonian-Mississippian) of Illinois. - *Journ. Sedim. Petrol.*, 50, pp. 767-780.
- COATES J.D., ANDERSON R.T., WOODWARD J.C., PHILLIPS E.J.P., et LOVLEY D.R. (1996) – Anaerobic hydrocarbon degradation in petroleum-contaminated harbor sediments under sulfate-reducing and artificially imposed iron-reducing conditions. *Environmental Science and Technology* 30: 2784-2789.
- COCHONAT P., CADET J. P., LALLEMANT S. J., MAZZOTTI S., NOUZE H., FOUCHET C. et FOUCHER J. P. (2002) – Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKOTokai' 96 cruise). *Marine Geology*, Vol. 187: p. 193-202.
- COLLOMB P. et DONZEAU M. (1974) – Relation entre Kink-bands décimétriques et fracture du socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie), *Technophysic, Amsterdam*, n° 24, pp. 142-213.
- CONTI S. et FONTANA D. (2011) – Possible relationships between seep carbonates and gas hydrates in the Miocene of the Northern Apennines. *Journal of Geological Research*, 2011, pp. 1-9.

- CORLISS J.B., DYMOND J., GORDON L.I., EDMOND J.M., VON HERZEN R.P., BALLARD R.D., GREEN K., WILLIAMS D., BAINBRIDGE A., CRANE K., VAN ANDEL T.H. (1979) – Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science*, Vol. 203: pp. 1073-1083.
- CORBO S. (1979) – Vertical distribution of trace fossils in a turbidite sequence, Upper Devonian, New York State. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 28: pp. 81-101.
- CORCORAN P.L. (2008) – Ordovician paleotopography as evidenced from original dips and differential compaction of dolostone and shale unconformably overlying Precambrian basement on Manitoulin Island, Canada. *Sedimentary Geology*, 207: pp. 22-33.
- CORNISH F.G. (1986) – The trace-fossil *Diplocraterion*: evidence of animal-sediment interactions in Cambrian tidal deposits. *Palaios*, 1, pp. 478–491.
- CORSELLI C. et BASSO D. (1996) – First evidence of benthic communities based on chemosynthesis on the Napoli mud volcano (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, Vol. 132(No. 1/4): pp. 227-239.
- COSTANZA R., D'ARGE R., DE GROOT R., FARBER S., GRASSO M., HANNON B. (1997) – The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature* 387: 253-260.
- CRIMES T.P. (1987) – Trace fossils and correlation of Precambrian–Early Cambrian strata. *Geological Magazine*, 124: pp. 97-119.
- CRIMES T. P. et GERMS G. J. B., (1982) – Trace fossils from the Nama Group (Precambrian-Cambrian) of South-West Africa (Namibia). *Journal of Paleontology*, 56: pp. 890-907.
- CRIMES T.P. et ANDERSON M.M. (1985) – Trace fossils from Late Precambrian - Early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. *J. Paleontol*, 59: pp. 310-343.
- CRIMES T.P. et CROSSELEY J.D. (1991) – A diverse ichnofauna from Silurian flysch of the Aberystwyth Grits Formation. - *Wales. Geol. Journ.*, 26, pp. 27-64
- CRIMES T.P. et MACCALL G.J.H. (1995) – A diverse ichnofauna from Eocene-Miocene rocks of the Markan Range (S. E. Iran). – *Ichnos.*, 3, pp. 231-258.

- CRÔNIER C., ABBACHE A., KHALDI A. Y., OUDOT M., MAILLET S. et OUALI MEHADJI A. (2016) – Middle Devonian trilobites of the Saoura Valley, Algeria: insights into their biodiversity and Moroccan affinities. *Geol. Mag.* 30p., 15fig.
- CUNY, P., MIRALLES, G., CORNET-BARTHAUX, V., ACQUAVIVA, M., STORA, G., GROSSI, V. et GILBERT, F., (2007) – Influence of bioturbation by the polychaete *Nereis diversicolor* on the structure of bacterial communities in oil contaminated coastal sediments. *Marine Pollution Bulletin* 54, pp. 452-459.
- D’ALESSANDRO A. (1982) – Processi tafonomici e distribuzione delle tracce fossili nel flysch di Gorgolione (Appennino Meridionale). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 87: pp. 511-560.
- DAHMER G. (1937) – Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). - *Jahrb. Preuss. Geol. Landesants.*, 57, pp. 523-539.
- DELEAU P. (1935) – Présence du Lias au Djebel Nador (Département d’Oran). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, t. 200, 3 p.
- DELEAU P. (1948) – Le Djebel Nador. Etude stratigraphique sur les Monts de Chellala et aperçu sur l’hydrologie du Djebel Nador et des Monts de Chellala. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, Alger, sér. 2, n°17, 124 p., 6 fig.
- DESAI B.G. et Saklani R.D. (2012) – Significance of the trace fossil *Balanoglossites* Mägdefrau, 1932 from the Lower Cretaceous Guneri member (Bhuj formation) of the Guneri dome, Kachchh, India. *Swiss J. Palaeontol*, 131: pp. 255-263.
- DEVERA J.A. (1989) – Ichnofossil assemblages and associated lithofacies of the lower Pennsylvanian (Caseyville and Tradewater Formations), southern Illinois. In: COBB J.C., coord (Eds.), *Geology of the Lower Pennsylvanian in Kentucky, Indiana, and Illinois*. Illinois Geological Survey. Illinois Basin Studies, 1. pp. 57-83.
- DEVILLE E. (2009) – Mud volcano systems. In: N. LEWIS, et A. MORETTI (ed). *Volcanoes: Formation, Eruptions and Modelling*, Nova Science Publishers, Inc., pp. 95-126.
- DICKENS G.R., ONEIL J.R., REA D.K., et OWEN R.M. (1995) – Dissociation of Oceanic Methane Hydrate as a Cause of the Carbon-Isotope Excursion at the End of the Paleocene, *Paleoceanography*, 10, pp. 965-971.

- DIMITROV L. I. (2002) – Mud volcanoes - the most important pathway for degassing deeply buried sediments, *Earth-Science Reviews*, 59, pp. 49-76.
- DONZEAU M. (1971a) – Etude structurale dans le paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Orsay*. France, 267p.
- DONZEAU M. (1971b) – Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, 62, 3-4, pp. 97-115.
- DONZEAU M. (1972) – Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 274 : pp. 2519-3522.
- DONZEAU M. (1974) – L'Arc Anti-Atlas - Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 278, pp.417-420.
- DONZEAU, M., FABRE, J, et MOUSSINE-POUCHKINE, A. (1981) – Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 69 (3-4), pp. 137-172.
- DONZEAU M. (1983) – Tectonique des Monts d'Ougarta. In FABRE J. (1983), Afrique de l'Ouest, Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Lexique stratigraphique international. N<sup>elle</sup>. Série, 1, Pergamon Press, Oxford*, pp. 118-120.
- DORADOR J., WETZEL A., et RODRÍGUEZ-TOVAR F.J. (2016) – *Zoophycos* in deep-sea sediments indicates high and seasonal primary productivity: Ichnology as a proxy in palaeoceanography during glacial–interglacial variations. *Terra Nova*, 28: pp. 323-328.
- DOUAS-BENGOUDIRA F. (2012) – Biostratigraphie et Paléontologie des Ammonites du Lias des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale). *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 77 p., 25 fig., 12 pl.
- DOUCET L.S., LI Z.-X., ERNST R. E., KIRSCHER U., GAMAL EL DIEN H. et MITCHELL R. N. (2020) – Coupled supercontinent–mantle plume events evidenced by oceanic plume record: *Geology: Geological Society of America*, v. 48, 4 p.
- DOUVILLE H. (1902) – Présentation d'échantillons de fossiles du Sud-Oranais rapportés par le général Jourdy. *C.R. Soc. géol. Fr.*, 20 Janvier.
- DROSER, M. L. et BOTTJER, D. J. (1986) – A semiquantitative field classification of ichnofabric. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56, pp. 558–559

- DROSER, M. L. et BOTTJER, D. J. (1989) – Ichnofabric of sandstones deposited in high energy nearshore environments: measurement and utilization. *Palaios* 4, pp. 598-604.
- DURAND B. (1980) – *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks*, Editions Technip, Paris. In BOURRY C. 2008 Caractérisation physique et géochimique d'hydrates de gaz d'environnements géologiques différents. Apport des techniques de Diffraction X Synchrotron et de Spectroscopie Raman. Contribution à l'étude de leur origine, formation et stabilité sur les marges.
- DURHAM W.B., KIRBY S.H., STERN L.A. et ZHANG W. (2003) – The strength and rheology of methane clathrate hydrate. *Journal of Geophysical Research*, Vol: 108 (B4), 2182.
- EHRENBERG K. (1944). – Ergänzende Bemerkungen zu den seierzeit au dem Miozän von Burgscheinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. - *Paläont. Zeitschrift.*, 23, pp. 345-359.
- EICHHUBL P., GREENE H. G., NAEHR T. H. et MAHER N. (2000) – Structural control of fluid flow: offshore fluid seepage in the Santa Barbara Basin, California. *Journal of Geochemical Exploration*, Vol. 69-70: pp. 545-549.
- EINSELE, W. (1936) – Über die Beziehungen des Eisenkreislaufs zum Phosphatkreislauf im eutrophen See. *Arch. Hydrobiol.*, 29: pp. 664-686.
- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. et PEMBERTON S.G. (1984) – Ichnology: the use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. *Soc Econ Paleontol Mineralogists, Short Courses* 15: pp. 1-317.
- EKDALE A.A. (1985a) – Paleoecology of the marine endobenthos. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 50, pp. 63-81.
- EKDALE A.A. (1985b) – Trace fossils and mid-Cretaceous anoxie events in the Atlantic Ocean: In CURRAN H. A. (ed.), *Biogenic Structures: Their use in Interpreting Depositional Environments.* - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spc. Pub.*, 35, pp. 333-342.
- EKDALE A.A. (1988) – Pitfalls of paleobathymetric interpretations based on trace fossil assemblages. *Palaios*, 3, pp. 464-472.
- EKDALE A.A. et BROMLEY R.G. (1991) – Analysis of composite ichnofabrics; an example in Uppermost Cretaceous chalk of Denmark. In: *13th international sedimentological congress, Ichnologic symposium.* (Ed BOTTJER D.J.), *Palaios*, 6, pp. 232-249.

- EKDALE A.A., BROMLEY R.G. et LOOPE D.B. (2007) – Ichnofacies of an ancient erg: a climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo Sandstone, southern Utah, USA. In: MILLER III, W. (Ed.), Trace Fossils. Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, Amsterdam, pp. 562–574.
- ELHADJ H. (2011) – Etude lithostratigraphique, Environnements et séquences de dépôts des terrains du Dévonien inférieur des coupes du « km30 » (Ougarta) et de Ain Cheikh (Reggane) (Sahara Algérien en Nord-Ouest et central). *Mém. Magist. Univ. Oran*, 113 p., 48 fig., 4 pl.
- ELMI S. (1970) – Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 61, fasc. 3-4, pp. 3-8, 1 fig.
- ELMI S. (1972) – L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Rhar Roubane (Ouest algérien) pendant le Jurassique, interprétation Paléogéographique. - *C. R. somm. Soc. Géol. France, Paris*, n° 5, pp. 220-222.
- ELMI S. et FAUGERES J. C. (1973) – les Amaltheides (Ammonoides) du Maroc et de l'Ouest Algérien, interprétation paléogéographique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, sér. D, n° 9, pp 1413-1415.
- ELMI S., ATROPS F. et MANGOLD C. (1973) – Le Toarcien du Djebel Nador (Tiaret, Algérie) ; succession des faunes d'ammonites. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, n° 7, sér. D, pp. 1143-1145.
- ELMI S., ATROPS F. et MANGOLD C. (1974) – Les zones d'ammonites du Domérien, Callovien de l'Algérie occidentale. 1<sup>ère</sup> partie Domérien-Toarcien. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 61, 83 pp. 17 fig., 6 pl.
- ELMI S. (1978) – Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). - *Ann. Soc. Géol. Nord*, Lille, t. 97, n° 164, pp. 315-323.
- ELMI S. et BENEST M. (1978) – Les « Argiles de Saïda », faciès flyschoides du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcenien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation et évolution paléogéographique. - Livre Jubilaire Jacques Flandrin, *Docum. - Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, (hors série 4), pp. 203-261.

- ELMI S. (1981a) – Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : essai de synthèse. *In FARINACCI A et ELM S. (eds.): Rosso Ammonitico Symposium Production. Tecnoscienza (Edi), Roma, pp. 233-249.*
- ELMI S. (1981b) – Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico-Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. *In FARINACCI A et ELM S. (eds.): Rosso Ammonitico Symposium Production. Tecnoscienza (Edi), Roma, pp. 251-299*
- ELMI S. (1984) – Jurassic paleogeography of North Africa and its implications. *Intern. Symposium on jurassic Stratigraphy. Geol. Surv. Denmark, Copenhagen, vol. III, pp. 629-639, 2 fig.*
- ELMI S. et AMEUR M. (1984) – Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Geologica Romana, Vol. XXIII, pp. 13-22.*
- ELMI S. et CALOO-FORTIER B. (1985) – Eléments essentiels des peuplements d'ammonites du Toarcien terminal – Aalénien en Oranie (Algérie occidentale). *Cahiers Inst. Catholique Lyon, n°14, pp. 43-56, 2 pl.*
- ELTOM H.A., GONZÁLEZ L.A., ALQUBALEE A., OLALEKAN-AMAO A., et SALIH M. (2020) – Evidence for the development of a superpermeability flow zone by bioturbation in shallow marine strata, upper Jubaila Formation, central Saudi Arabia. *Marine and Petroleum Geology, 120: pp. 1-20.*
- ELTOM H.A., ALQUBALEE A., YASSIN M.A. (2021) – Potential overlooked bioturbated reservoir zones in the shallow marine strata of the Hanifa Formation in central Saudi Arabia. *Marine and Petroleum Geology, 124: pp. 1-21.*
- EMMONS E. (1844) – The taconic System based on observations in New York, Massachusetts, - *Marine, Vermont, and Rhode-Island., 63 p.*
- ENNIH N. et LIEGEOIS J.-P. (2001) – The Moroccan Anti-Atlas: The West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Research 112 (3), pp. 289-302.*
- ERNST R.E., BOND D.P.G., ZHANG S-H., BUCHAN K.L., GRASBY S.E., YOUNI N., EL BILALI H., BEKKER A., et DOUCET L. S. (2021) – Large Igneous Province Record Through Time and Implications for Secular Environmental Changes and Geological Time-Scale

- Boundaries. *In: Large Igneous Provinces: A Driver of Global Environmental and Biotic Changes*, ed. R.E. ERNST, A.J. DICKSON et A. BEKKER. *Geophysical Monograph 255, 1st Edition. American Geophysical Union.* pp. 3-26.
- FABRE J. (1976) – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions avoisines. *Soc. Nat. Ed. et Diff., Alger*, pp. 1-422. 163 fig. 4 tabl. 4 ph.
- FABRE J (1983) – Afrique de l'Ouest-West Africa. Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Lexique. strat. intern.* N1e sér. Pergamon Press, Oxford. pp. 1-396.
- FABRE J. (2005) – Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale, *Tervuren*, 572 p.
- FARRES M.F. (1967) – Los "Dendrotichnium" de Espana. - *Same. Notas & Comun.*, 94, pp. 29-36.
- FAVIER A. (2015) – Analyse de circulations de fluides dans les bassins : approche comparée d'analogues fossiles sur marge active (île Nord, Nouvelle-Zélande) et sur marge passive (Bassin du Sud-Est de la France) *Mémo. Master 2 Univ. Montpellier.* 48 p., 47 fig., 1 tabl.
- FEKIRINE B. et ABDALLAH H. (1998) – Palaeozoic lithofacies correlatives and sequence stratigraphy of the Saharan platform, Algeria. *In : Petroleum Geology of North Africa.* D.S, Macgregor, R.T.J, Moody. et D.D. Clark-Lowes (Eds.) *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 132, 97-108.
- FENCHEL T., et JORGENSEN B.B. (1977) – Detritus food chains of aquatic ecosystems: the role of bacteria, *Advances in Microbial Ecology*, 1, pp. 1-58.
- FERREL R.E. et AHARON P., (1994) – Mineral assemblages occurring around hydrocarbon vents in the northern Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14(No. 2/3): pp. 74-80.
- FILIPPELLI, G.M. (2011) – Phosphate rock formation and marine phosphorus geochemistry: The deep time perspective. *Chemosphere*, 84: pp. 759-766.
- FILLION D. et PICKERILL R. K. (1990) – Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern New foundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* (Toronto) 7: pp. 1-119.
- FISCHER-OOSTER C. (1858) – Die fossilen Fucoïden der Schweizer Alpen, nebst Erörterungen über deren geologisches Alter. Huber, Bern.



- FISHER JB, LICK WJ, MC-CALL PL et ROBBINS JA (1980) – Vertical mixing of lake sediments by tubificid oligochaetes. *Journal of Geophysical Research* 85: pp 3997-4006.
- FLAMAND G. B. M. (1896) – Note sur la géologie du Sahara nord-occidentale. *Bull. Soc. géol. France*, 3, 24, 891 p.
- FLAMAND G. B. M. (1899) – La traversée de l’Erg occidental. *Ann. Géogr.*,39, p. 231.
- FLAMAND G. B. M. (1900) – Une mission d’exploration scientifique au Tidikelt. *Ann.Géogr.*,45, 233 p.
- FLAMAND G. B. M. (1901) – Sur la présence du Dévonien moyen à *Calceolasandaliha* dans le Sahara occidental. *C. R.*, 132, 62 p.
- FLAMAND G. B. M. (1902) – Sur la présence du Dévonien inférieur dans le Sahara occidental. (Bas Touat et Tidikelt. archipel touatien). *C.R.*, 144, 1322 p.
- FLAMAND G. B. M. (1905) – Sur l’existence de schistes à Graptolithes à Haci el Khenig (Sahara central). *C.R.*, 140, 594 p.
- FLAMAND G. B. M. (1911) – Recherches géologiques et géographiques sur le Haut-Pays de l’Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du Sud). *Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Lyon, France*, 1001p.
- FLOODGATE G.D. et JUDD A.G. (1992) – The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research*, 12, 10: pp.1145-1156.
- FLÜGEL E. (2010) – Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application. *Springer-Verlag, Berlin*, Vol: 2, 984 p.
- FRANÇOIS F, POGGIALE J-C, DURBEC J-P et STORA G (2001) – A new model of bioturbation for a functional approach to sediment reworking resulting from macrobenthic community. *In: Aller JY, Woodin SA, Aller RC (eds) Organism-sediment interactions. University of South Carolina Press, Columbia, SC*, pp. 73-86.
- FRANCHI F., CAVALAZZI B., PIERRE C. et BARBIERI R. (2014) – New evidences of hydrothermal fluids circulation at the Devonian Kess Kess mounds, Hamar Laghdad (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geological Journal*. 50: pp. 634-650.
- FREY R.W. et PEMBERTON S.G. (1984) – Trace fossil facies model. *In WALKER R.G. (ed.) Facies model. Geoscience. Canada, Reprint Series*, 1, pp. 189-207.

- FREY R.W., CURRAN H.A. et PEMBERTON S.G. (1984) – Trace making activities of crabs and their environmental significance: the ichnogenus *Psilonichnus*. *J. Paleontol*, 58: pp. 333-350.
- FREY R.W. et GOLDRING R. (1992) – Marine event beds and recolonization surfaces as revealed by trace fossil analysis. *Geological Magazine*, 129, pp. 325-335.
- FROELICH, P.N., KLINKHAMMER, G.P., BENDER, M.L., LUEDTKE, N.A., HEATH, G.R., CULLEN, D.D. HAMMOND P.D., HARTMAN B., ET MAYNARD V. (1979) – Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43: pp. 1075-1090.
- FROELICH, P.N., ARTHUR, M.A., BURNETT, W.C., DEAKIN, M., HENSLEY, V., JAHNKE, R., KAUL, L., KIM, K.H., ROE, K., SOUTAR, A. et VATHAKANON, C. (1988) – Early diagenesis of organic matter in Peru continental margin sediments – phosphorite precipitation. *Mar. Geol.*, 80, pp. 309-343.
- FU S. (1991) – Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophocteniider Lebensspuren. - *Cour. Forschun. Senckenberg.*, 135, pp. 1-79.
- FUCHS T. (1895) – Studien über Fucoiden und Hieroglyphen: Denkschriften der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, *Mathematisch-Naturwissenschaftliche Klasse*, v. 62, pp. 369-448.
- FÜRSICH F.T. (1974) – On *Diplocraterion* Torell, 1870 and the significance of morphological features in vertical, spreitenbearing, U-shaped trace fossils. *Paleontology*, 48: pp. 952-962.
- FÜRSICH F.T. (1975) – Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandie. - *Lethaia.*, 8, pp. 151-172.
- GAILLARD C., BOURSEAU J.P., BOUDEULLE M., PAILLERET P., RIO M. et ROUX M. (1985) – Les "Pseudo-biohermes" de Beauvoisin (Drôme) : un site hydrothermal sur la marge téthysienne à l'Oxfordien ? *Bull. Soc. Géol. France, Paris, sér. 8, t. I, n° 1*, pp. 69-78, 5 fig., 1 tabl., 1 pl.
- GAILLARD C., RIO M., et ROLIN Y. (1992) – Fossil chemosynthetic communities related to vents or seeps in sedimentary basins: the pseudo-bioherms of south- eastern France compared to other world examples. *Palaios* 7, pp. 451-465.

- GAILLARD C. et OLIVERO D. (1993) – Interprétation paléoécologique nouvelle de *Zoophycos* Massalongo, 1855. *Compte Rendu Académie des Sciences*, Paris 316 (Série II) : pp. 823-830.
- GATTUSO J.-P., et HANSSON L. (2011) – Ocean Acidification. *Oxford University Press Inc.*, New York, 326p.
- GAUTIER E. F. (1906) – Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Touat). *Bull. Soc. géol. France*, 6, pp. 129-161.
- GAY A. (2002) – Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. Exemples dans le bassin du Congo, *Thèse. Doct. Université des Sciences et Technologies de Lille*, 435p.
- GAY A., LOPEZ M., COCHONAT P. et SERMONDADAZ G. (2004) – Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction – upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Research*, 16 (1): pp. 101-116.
- GAY A., LOPEZ M., BERNDT C., et SERANNE M. (2007) – Geological controls on focused fluid flow associated with seafloor seeps in the Lower Congo Basin, *Marine Geology*, 244, pp. 68-92.
- GAY A. et MIGEON S. (2017) – Geological fluid flow in sedimentary basin. *Bull. Soc. géol. Fr.* 188: E3, pp. 1-6.
- GEPTNER A.R., DONG PHA P., PETROVA V.V., HUYENB N.X., NGINH L.T. et QUANG N.M. (2013) – Freshwater stromatolites with the cone-in-cone structure from the Neogene lacustrine sediments of Vietnam. *Lithology and Mineral Resources*, vol. 48, pp. 55-64.
- GERINO M (1992) – Etude expérimentale de la bioturbation en milieux littoral et profond : Quantification des structures de bioturbation et modélisation du remaniement biologique du sédiment. *Thèse de doctorat de l'Université de Aix-Marseille II*. In LAGAUZÈRE S. 2008
- GILBERT F. (2003) – Bioturbation et biogéochimie des sédiments marins côtiers : cycle de l'azote et devenir de la matière organique. Habilitation à diriger des recherches, *Centre d'Océanologie de Marseille*, 103p., 28 fig., 5tabl.
- GINGRAS M. K., BANIAK G., GORDON J., HOVIKOSKI J., KONHAUSER K. O., LA CROIX A., LEMISKI R., MENDOZA C., PEMBERTON S. G., POLO C. et ZONNEVELD J.-P. (2012) – Porosity and permeability in bioturbated sediments. In Knaust D. et Bromley R. G. (2012) :

- Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. (Developments in Sedimentology, Vol. 64), pp. 837-868. Elsevier. BV.
- GINGRAS M. K., PEMBERTON S. G. et SMITH M. (2015) – Bioturbation: Reworking Sediments for Better or Worse. *Oilfield Review* Winter: 26, no 4. 13p., 15fig., 1tabl.
- GLANGEAUD L. (1951) – interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér. 6, t. I, pp. 735-762, 3 fig.
- GLUD R. N., GUNDERSEN J. K., RØY H. et JØRGENSEN B. B. (2003) – Seasonal dynamics of benthic O<sub>2</sub> up take in a semi closed bay: Importance of diffusion and faunal activity. *Limnology & Oceanography* 48: pp. 1265-1276.
- GLUYAS J. G., (1984) – Early carbonate diagenesis within phanerozoic shales and sandstones of the new european shelf. *Clays minerals*, 19: pp. 309-321.
- GÖDDERTZ B. (1987) – Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten-Abfolge. *Palaeontographica*, 197 (4-6): pp. 127-220.
- GORDON J. B., PEMBERTON S. G., GINGRAS M. K., et KONHAUSER K. O. (2010) – Biogenically enhanced permeability: A petrographic analysis of *Macaronichnus segregatus* in the Lower Cretaceous Bluesky Formation, Alberta, Canada. *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 11, pp. 1779-1795.
- GOLDRING R. (1964) – Trace fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, 1, pp. 136-143.
- GOLDRING R. (1995) – Organisms and the substrate: Response and effect. *In Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils*, ed. D.W.J. BOSENCE et P.A. ALLISON, *Geological Society Special Publication*, 83, pp. 151-180.
- GONG Y.M., XU R., XIE S.C., HUANG X.Y., HU B., QI Y.A. et ZHANG G.C. (2007) – Microbial and molecular fossils from the Permian *Zoophycos*. – *Science in China (Series D)*, 50: pp. 1121-1127.
- GONG Y.M., SHI G.R., WELDON E.A., DU Y.S., et XU R. (2008) – Pyrite framboids interpreted as microbial colonies within the Permian *Zoophycos* spreiten from south eastern Australia. *Geol Mag*, 145: pp. 95-103.

- GOMEZ-SILVA M., PACAUD, M. et WIEL, F. (1963) : Contribution à l'étude du Cambroordovicien des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5, pp.134-141, 3 fig.
- GONG Y.M., SHI G.R., WELDON E.A., DU Y.S. et XU R. (2008) – Pyrite framboids interpreted as microbial colonies within the Permian *Zoophycos* spreiten from south eastern Australia. *Geol. Mag.*, 145: 95103.
- GOUVERNNEC R. (1997) – Brachiopodes Spiriferida. In: BOUMENDJEL K., et al. (1997) (Eds). "Les faunes du Dévonien de l'Ougarta Sahara occidental, Algérie". *Annales de la société Géologique du Nord, Lille*, 5 (2<sup>ème</sup> série), pp. 108 -111.
- GRADSTEIN F. M., OGG J. G., et SMITH A. G. (2004) – A geologic time scale. *Université Cambridge*. 589 p.
- GRASBY S.E., SANEI H., BEAUCHAMP B., et CHEN Z. (2013) – Mercury deposition through the Permo-Triassic biotic crisis. *Chem Geol*, 351: pp. 209-216.
- GRÜNDEL J. et RÖSLER H. J. (1963) – Zur Entstehung der oberdevonischen Kalkknollengesteine Thüringens. *Geologie*, 16, pp. 1009-1038.
- GUILLOCHEAU F. et HOFFERT M. (1988) – Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, série II, 307 : pp. 1909-1916.
- GUIRAUD R. (1973) – Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie. D'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Doct. es Sci. Nat.*, Nice, n°AO8603, 270 p., 114 fig. XII pl.
- GUIRAUD R., DOUMNANG M., BAIGANE J. C., CARRETIER S., DOMINGUEZ S., (2000) – Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *Journal of Geological Society of London* 157: pp. 897-900.
- HAKES W.G. (1976) – Trace fossils and depositional environment of four 135 clastic units, Upper Pennsylvanian megacyclothems, and Northeast Kansas. *University of Kansas Paleontological Contributions*, 63: pp. 1-46.
- HALL J. (1847) – Palaeontology of New York., State of New York. - *Van Benthuyesen*. Albany., 1, 338p.

- HALL J. (1852) – Palaeontology of New York. *State of New York*, Albany, 2: 362 p.
- HAMDIDOUCHE R (2009) – Le bassin intra-cratonique de l'Ougarta (SW Algérie). *Thèse Doctorat d'État, USTHB Alger*, 209 p., 133 fig., 10 tabl.
- HAN Y. et PICKERILL R.K. (1994) – Taxonomic reassessment of *Protovirgularia* M'COY 1850 with new examples from the Paleozoic of New Brunswick, Eastern Canada. *Ichnos*, 3: pp. 203-212.
- HANNIDES A.K., DUNN S.M. et ALLER, R.C. (2005) – Diffusion of organic and inorganic solutes through macrofaunal mucus secretions and tube lining in marine sediments. *J. Mar. Res.*, 63: pp. 957-981
- HANTZPERGUE P. et BRANGER P. (1992) – L'ichnogenre *Paleodictyon* dans les dépôts néritiques de l'Oxfordien supérieur nord aquitain (France). *Geobios*, 25 (2): pp. 105-205.
- HANSEN K., KING G.M. et KRISTENSEN, E. (1996) – Impact of the soft-shell clam *Mya arenaria* on sulfate reduction in an intertidal sediment. *Aquatic Microbial Ecology* 10, pp. 181-194.
- HANSON R.S., et HANSON T.E. (1996) – Methanotrophic bacteria, *Microbiol Rev*, 60 : pp. 439-471.
- HÄNTZSCHEL W. et REINECK H.E. (1968) – Fazies-Untersuchungen im Hettangium von Helmstadt (Niedersachsen). *Mitteilungen aus dem Geologischen Staatsinstitut in Hamburg*, 37: 539p.
- HÄNTZSCHEL W. (1975) – Trace fossils and problematica, In: Teichert, C. (Ed.), *Treatise of Invertebrate Paleontology*, (2<sup>nd</sup> Edition). Part W, Miscellanea, Supplement 1. *University of Kansas and Geological Society of America*, Lawrence, Kansas, 269p.
- HAQ B.U. (2017) – Jurassic Sea-Level Variations: A Reappraisal. *The Geological Society of America.*, 28 (1), pp. 4-10.
- HARHANGI H. R., LE ROY M., VAN ALEN T., HU B-L., GROEN J., KARTAL B., TRINGE S. G., QUAN Z-X., JETTEN M. S. et DEN CAMP H.J.O. (2012) – Hydrazine synthase, a unique phylomarker with which to study the presence and biodiversity of Anammox bacteria. *Applied and Environmental Microbiology*, 78: pp. 752-758.

- HASIOTIS S.T. et MITCHELL C.E. (1993) – A comparison of crayfish burrow morphologies: Triassic and Holocene fossil, paleo- and neo-ichnological evidence, and the identification of their burrowing signatures. *Ichnos*, 2, pp. 291-314.
- HAUG E. (1906) – Nouvelles données paléontologiques sur le Dévonien de l’Ahnet occidental, Misson R. Chudeau et E. F. Gauttier, *C. R. Acad. Sci. Fr. t., Cxli*, 732 p.
- HEATH G.R. (1974) – Dissolved silica and deep-sea sediments, *In: Studies in Paleo-Oceanography*, W. W. HAY (éd.), *spec. Pub.*, n° 20, pp. 77-93.
- HEIMHOFER U., MEISTER P., BERNASCONI S.M., ARIZTEGUI D., MARTILL D.M., RIOS-NETTO A.M. et SCHWARK L. (2017) – Isotope and elemental geochemistry of black shale-hosted fossiliferous concretions from the Cretaceous Santana Formation fossil lagerstätte (Brazil). *Sedimentology*, 64, pp. 150-167.
- HENNINGSMOEN G. (1974) – A comment Origin of limestone nodules in the Lower Palaeozoic of the Oslo Region. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 54: pp. 401-412.
- HENRICH S.M. (1992) – Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Marine Chemistry* 39: pp. 119-149.
- HERVOUET Y. et DUEE G. (1996) – Analyse morphostructurale par imagerie satellite ire et coupes structurales modélisées des monts d’Ougarta (Sahara Occidental, Algérie) une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mem. Serv. Geol. Algérie*, n°8, pp. 127-173.
- HERR O. (1877) – Flora Fossil's Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz, 182 p.
- HO S., CARRUTHERS D. et IMBERT P. (2016) – Insights into the permeability of polygonal faults from their intersection geometries with Linear Chimneys: a case study from the Lower Congo Basin. *Carnets Geol. Madrid*, 16 (2): pp. 17-26.
- HO S., HOVLAND M., BLOUET J.-P., WETZEL A., IMBERT P., CARRUTHERS D. (2018) – Formation of linear planform chimneys controlled by preferential hydrocarbon leakage and anisotropic stresses in faulted fine-grained sediments, offshore Angola. *Solid Earth, European Geosciences Union*, 9: pp. 1437-1468
- HOEFS J. (1987) – Stable isotope geochemistry. 3<sup>rd</sup> ed. Springer Verlag. 241 p.

- HOEHLER T.M., ALPERIN M.J., ALBERT D.B., et MARTENS C.S. (1994) – Field and Laboratory Studies of Methane Oxidation in an Anoxic Marine Sediment - Evidence for a Methanogen-Sulfate Reducer Consortium, *Global Biogeochemical Cycles*, 8, pp.451-463.
- HOUSE M. R., (2002) – Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181: pp. 5–25. In A geologic time scale. GRADSTEIN F. M., OGG J. G., et SMITH A. G. (2004). *Université Cambridge*. 589p.
- HOVLAND M., TALBOT M. R., QVALE H., OLAUSSEN S. et AASBERG L. (1987) – Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea. *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 57: p. 881-892.
- HOVLAND M. et JUDD, A.G. (1988) – Seabed Pockmarks and Seepages: Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. *Graham & Trotman*, London, pp. 1-293.
- HOVLAND M. et CURZI P.V. (1989) – Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian central Adriatic Sea *Marine and Petroleum Geology*, 6, pp. 161-169
- HOVLAND M., (1989) – The formation of pockmarks and their potential influence on offshore construction. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Vol. 22: pp. 131-138.
- HOVLAND M. (1990) – Suspected gas-associated clay diapirism on the seabed off Mid Norway *Marine and Petroleum Geology*, 7, pp. 267-276.
- HOVLAND M., (1992) – Hydrocarbon seeps in Northern marine waters - their occurrence and effects. *Palaios*, Vol. 7: pp. 376-382.
- HOVLAND M., JUDD A.G. et BURKE Jr. R.A. (1993) – The global flux of methane from shallow submarine sediments. *Chemosphere*, 26, pp. 559-578
- HOVLAND M., GARDNER J. V., et JUDD A. G. (2002) – The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards, *Geofluids*, 2, pp. 127-136.
- HOWARD J.D. (1978) – Sedimentology and trace fossils. In *Trace fossil concepts*, ed. P.B. BASAN, *Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, 5, pp. 11-42.
- HOWARD J.D. et FREY R.W. (1975) – Regional animal–sediment characteristics of Georgia estuaries. *Senckenbergiana Maritima*, 7, pp. 33-103.



- HOWARD J.D., ELDERS C.A. et HEINBOKEL J.F. (1975) – Estuaries of the Georgia coast, USA. Sedimentology and Biology V. Animal-sediment relationships in estuarine point bar deposits, Ogeechee River, Ossabaw Sound. *Senckenbergiana Maritima*, 7, pp. 181-203.
- HOWARD J.D. et REINECK H. (1981) – Depositional facies of high-energy beach-to-offshore sequence with low-energy sequence. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 65, pp. 807-830.
- HU B., WANG G., et GOLDRING R. (1998) – *Nereites* (or *Neonereites*) from Lower Jurassic lacustrine turbidites of Henan, Central China. *Ichnos*, 6: pp. 203-209.
- HUETTEL M., et GUST G. (1992) – Solute release mechanisms from confined sediment cores in stirred benthic chambers and flume flows. *Marine Ecology Progress Series* 82: pp. 187-197.
- HULTH S., ALLER R.C. et GILBERT F. (1999) – Coupled anoxic nitrification/manganese reduction in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63: pp. 49-66.
- HYLLEBERG J. et HENRIKSEN, K. (1980) – The central role of bioturbation in sediment mineralization and element-recycling. *Ophelia Suppl.*, 1: pp. 1-16.
- INGALL, E. et JAHNKE, R. (1994) – Evidence for enhanced phosphorus regeneration from marine sediments overlain by oxygen depleted waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58: pp. 2571-2575.
- ISOZAKI Y. (1997) – Permo-Triassic boundary superanoxia and stratified superocean: records from lost deep sea. *Science* 276(5310): pp. 235-238.
- JAKUBOWICZ M., DOPIERALSKA J. et BELKA Z. (2015) – Tracing the composition and origin of fluids at an ancient hydrocarbon seep (Hollard Mound, Middle Devonian, Morocco): A Nd, REE and stable isotope study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 156. pp. 50-74.
- JANNASCH H. (1995) – Microbial interactions with hydrothermal fluids. In *Seafloor hydrothermal systems: physical, chemical, biological, and geological interactions* (Humphris, S.E., Zierenberg, R., Mullineaux, L. and Thompson, R.E., eds). American Geophysical Union, Washington, pp. 273-296.
- JEANTHON C., L'HARIDON S., CUEFF V., BANTA A., REYSENBACH A.L., et PRIEUR D. (2002) – *Thermodesulfo-bacterium hydrogeniphilum* sp. nov., a thermophilic, chemolithoautotrophic, sulfate-reducing bacterium isolated from a deep-sea hydrothermal

- vent at Guaymas Basin, and emendation of the genus *Thermodesulfobacterium*. *International Journal of Systematic and Evolutionary Microbiology*, 52: pp. 765-772.
- JENSEN S. (1997) – Trace fossils from the Lower Cambrian Mickwitzia sandstone, Southcentral Sweden. *Fossils and Strata*, 42: pp. 1-110.
- JENSEN S. et KAISA M.T. (1999) – A Lower Cambrian shallow-water occurrence of the branching "deep-water" type trace fossil *Dendrorhaphé* from the Lontova Formation, eastern Latvia. - *Paläontologische Zeitschrift.*, 73 (1/2), pp. 187-193
- JØRGENSEN B.B. (1977) – The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark). *Limnol. Oceanogr.* 22: pp. 814-832.
- JØRGENSEN B.B. (1982) – Mineralization of organic matter in the sea bed - The role of sulphate reduction. *Nature* 296: pp. 643-645.
- JØRGENSEN B.B. (1983) – Processes at the sediment-water interface. *The Major Biogeochemical Cycles and Their Interactions*: pp. 477-509.
- JØRGENSEN B.B. et FENCHEL T. (1974) – The sulfur cycle of a marine sediment model system. *Marine Biology* 24: pp. 189-201.
- JØRGENSEN B.B. et REVSBECH N.P. (1985) – Diffusive boundary layers and the oxygen uptake of sediments and detritus. *Limnol. Oceanogr.* 30: pp. 111-122.
- JOSEPHANS, H. W., KING L. H., et FADER G. B. (1978) – Side-Scan Sonar Mosaic of Pockmarks on Scotian Shelf, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15, pp. 831-840.
- JUDD A. G. et HOVLAND M. (2007) – *Seabed fluid flow. The impact on geology, biology and the marine environment*, 1st ed., Cambridge University Press, New York. 475 p.
- KATZ M.E., PAK D.K., DICKENS G.R., MILLER K.G. (1999) – The Source and Fate of Massive Carbon Input During the Latest Paleocene Thermal Maximum. *Science* 286: pp. 1531-1533.
- KEENE J.B. et KASTNER M. (1974) – Clays of deep-sea chert, *Nature*, n° 249, pp. 754-755.
- KEIGHLEY D.G. et PICKERILL R.K. (1995) – The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. *Ichnos* 3: pp. 301-309.

- KEIGHLEY D.G. et PICKERILL R.K. (1996) – Small *Cruziana*, *Rusophycus*, and related ichnotaxa from eastern Canada: the nomenclatural debate and systematic ichnology. *Ichnos*, 4: pp. 261-285.
- KELLEY D.S., BAROSS J.A. and DELANEY J.R. (2002) – Volcanoes, fluids, and life at mid-ocean ridge spreading centers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 30, pp. 385-491.
- KENNETT J.P. et FACKLER-ADAMS B.N., (2000) – Relationship of clathrate instability to sediment deformation in the upper Neogene of California. *Geology*, Vol. 28(No. 3): pp. 215-218.
- KERN J.P. (1980) – Origin of trace fossils in Polish Carpathian flysch. *Lethaia*, 13, pp 347-362.
- KERSHAW S. (2015) – Modern Black Sea oceanography applied to the end-Permian extinction event. *J Palaeogeogr*, 4(1) : pp. 52-62.
- KHALDI A. Y. (2014) – Les Trilobites du niveau à faune benthique variée (FBV) dans la Saoura-Ougarta Systématique & Paléoécologie. *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 124 p., 33 fig., 2 tabl., 9 pl.
- KHALDI A. Y., CRÔNIER C., ABBACHE A., HAINAUT G. et OUALI MEHADJI A. (2015) – A trilobite faunule from the Lower Devonian of the Saoura Valley, Algeria: biodiversity, morphological variability and palaeobiogeographical affinities. *Geol. Mag.* 31p., 15fig.
- KHARROUBI B. (1987) – Les Brachiopodes liasiques de l'Algérie occidentale. Etude biostratigraphique, paléo-écologique et paléontologique. *Thèse de l'Université Claude Bernard-Lyon* : 125 p. (*inédit*).
- KIEL S. et CAMPBELL K. A. (2006) – *Lithomphalus enderlini* gen. et sp. nov. from cold-seep carbonates in California - a Cretaceous neomphalid gastropod?. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 227: pp. 232-241.
- KING L.H. et MACLEAN B. (1970) – Pockmarks on the Scotian Shelf, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, pp. 3141-3148.
- KLEIKEMPER J., SCHROTH M. H., SIGLER W. V., SCHMUCKI M., BERNASCONI S. M., et ZEYER J. (2002) – Activity and diversity of sulfate-reducing bacteria in a petroleum hydrocarbon-contaminated aquifer. *Applied and Environmental Microbiology* 68: pp. 1516-1523.

- KNAUST D. (2004a) – Cambro-Ordovician trace fossils from the SW-Norwegian Caledonides. *Geological Journal*, 39, pp. 1-24.
- KNAUST D. (2004b) – The oldest Mesozoic nearshore *Zoophycos*: evidence from the German Triassic. *Lethaia*, 37: pp. 297-306
- KNAUST D. (2008) – *Balanoglossites* MÄGDEFRAU, 1932 from the Middle Triassic of Germany: part of a complex trace fossil probably produced by burrowing and boring polychaetes. *Paläontol Z*, 82(4): pp. 347-372.
- KNAUST D. et BROMLEY R.G., (2012) – Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Elsevier Amsterdam, *Development in Sedimentology*, 64: 924p.
- KNAUST D., CURRAN A.H., et DRONOV A.V. (2012) – Shallow-marine carbonates. In: KNAUST D. et BROMLEY R.G. (eds) Trace fossils as indicators of sedimentary environments, *Developments in Sedimentology*, vol 64. Elsevier, Amsterdam, pp. 705-750.
- KNAUST D. et DRONOV A. (2013) – *Balanoglossites* Ichnofabrics from the Middle Ordovician Volkhov Formation (St. Petersburg Region, Russia). *Stratigr Geol Correl* 21(3): pp. 265-279.
- KNAUST D. (2017) – Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer International Publishing, Berlin, New York, 206 p.
- KNOLL A.H., BAMBACH R.K., PAYNE J.L., PRUSS S., FISCHER W.W. (2007) – Paleophysiology and end-Permian mass extinction. *Earth Planet Sci Lett*, 256(3): pp. 295-313.
- KOGURE, K. et WADA, M. (2005) – Impacts of macrobathic bioturbation in marine sediment on bacterial metabolic activity. *Microbes and Environment* 20, pp. 191-199.
- KOPF A. J. (2002) – Significance of mud volcanism, *Reviews of Geophysics*, Vol :40. pp. 1-52, 10fig., 4tabl.
- KOTAKE N. (1989) – Paleoecology of the *Zoophycos* producers. *Lethaia*, 22: pp. 327-341.
- KOZUR H.W., KRÄINER K. et MOSTLER H. (1966) – Ichnology and sedimentology of the Early Permian deep-water deposits from the Lercara-Roccapalumba area (Western Sicily, Italy): - *Facies.*, 34: pp. 123-150.

- KRANTZBERG G. (1985) – The influence of bioturbation on physical, chemical and biological parameters in aquatic environments: A review. *Environmental Pollution Series A: Ecological and Biological* 39: pp. 99-122.
- KRIM N. (2012) – Le passage Dévonien-Carbonifère dans l'Ougarta, Timimoun et Ahnet. *Mémo. Magis. USTHB Alger*, 115p, 47 fig., 1 tabl., 3 pl.
- KRISTENSEN E. (2000) – Organic matter diagenesis at the oxic/anoxic interface in coastal marine sediments, with emphasis on the role of burrowing animals. *Hydrobiologia* 426: pp.1-24.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1958) – Stratigrafia serii magurskiej w Beskidzie Oorednim. *Panstwowy Institute Geological Bulletin*, 153: pp. 43-96.
- KSIĄŻKIEWICZ M. (1977) – Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, 36: 208 p.
- LAGAUZÈRE S. (2003) – Influence de la bioturbation des macro-invertébrés benthiques sur le comportement biogéochimique de l'uranium au sein des sédiments d'eau douce. Thèse Doctorat, Université de la Méditerranée Aix-Marseille II, 285p.
- LANCELOT Y. (1973) – Chert and silica diagenesis in sediments from the central Pacific, *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, n° 17, pp. 377-405.
- LARDEUX H. (1997) – Tentaculites, In : Boumendjel K, et al. (1997) (Eds). Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol.Nord* 5 (2), 116 p.
- LASH G. G. et BLOOD D. (2004) – Geochemical and textural evidence for early (shallow) diagenetic growth of stratigraphically confined carbonate concretions, Upper Devonian Rhinestreet black shale, western New York. *Chemical Geology*, 206 : pp. 407-424.
- LASNIER J. (1965) – Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique des Hautes Plaines Algériennes (Aïn Sefra, Mechria, Nador, Hodna). *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle*, paris, 169 p. 27 fig., 20 pl., h.t.
- LE MAÎTRE D. (1952) – La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg el Djemel (Sud oranais). Matériaux pour la Carte géologique de l'Algérie. *Paléontologie*, 12 : 170 p.

- LE MAÎTRE D. (1954) – Présence d'une microstructure du type Acanthiné chez des Tabulés dévoniens du Sud6 oranais : *Holacanthopora nov. gen.* Note transmise par M. Gaston Delépine. *Comptes Rendus Academie de Sciencs Paris*, t. 238, pp.1668-1670, fig.1
- LE MAÎTRE D. (1956) – Tabulés des formations dévoniennes du Nord de l'Afrique. *Comptes Rendus Academie de Sciencs Paris*. 243, pp. 1339-1342, fig. 4.
- LEGRAND P. (1961) – Decouverte de *Monograptus hercynicus* (Perner) dans les chaines d'Ougarta (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7 (2), pp. 201-205.
- LEGRAND P. (1962) – Nouvelles connaissances acquises sur les limites des systèmes silurien et dévonien au Sahara septentrional. Symposium Sil/Dévon. Greuze, Bonn 1960, pp. 151-159.
- LEGRAND P. (1967) – Le Dévonien du Sahara algérien. *In: International Symposium on the Devonian System I* (ed. D. H. Oswald), pp. 245–84. Calgary: Alberta Society of Petroleum Geologists.
- LEGRAND P. (1968) – Le Dévonien du Sahara algérien. *In : OSWALD D.H. (ed.) Intern. Sympo. Dev. Syst.*, Calgary, I, pp. 245-284.
- LEGRAND P. (1969) – Découverte de graptolites entre Gara Djebilet et Aouinet Bel Egra synclise de Tindouf, Sahara algérien. *Bull. Soc. Hist. Nat. Algérie*.
- LEGRAND P. (1977) – Les chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). Une région type pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien, *The Silurian–Devonian Boundary, IUGS A 5*, pp. 195-202.
- LEGRAND P. (1981) – Essai sur la paléogéographie du Silurien au Sahara algérien. *Notes Mém. C. F. P.*, 16, pp. 9-24, 3tabl., 9 Pl.
- LEGRAND P. (1983) – Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien *In FABRE J.*, Afrique de l'Ouest (introduction géologique et termes stratigraphiques). *Lexique Strat. Intern.*, série 1, IUGS : pp. 96-104.
- LEGRAND P. (1985a) – Réflexions sur la transgression silurienne au Sahara algérien. *Actes 110ème Congrès Nat. Soc. Savantes, Montpellier*, pp. 233-244.
- LEGRAND P. (1985b) – Lower Palaeozoic rocks of Algeria *In HOLLAND C.H. (ed.) Lower palaeozoic rocks of the world. Volume 4: Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa. A Wiley-Intersc. Publ.*, pp. 5-89.

- LEHRMANN D.J., BENTZ J.M., WOOD T., GOERS A., DHILLON R., AKIN S., LI X., PAYNE J.L., KELLEY B.M., MEYER K.M., SCHAAL E.K., SUAREZ M.B., YU M., QIN Y., LI R., MINZONI M., et HENDERSON C.M. (2015) – Environmental controls on the genesis of marine microbialites and dissolution surface associated with the end-Permian mass extinction: new sections and observations from the Nanpanjiang Basin, South China. *Palaios* 30(7): pp. 529-552.
- LESZCZYŃSKI S. et UCHMAN A., (1993) – Biogenic structures of organic-poor sediments: examples from the Paleogene variegated shales, Polish Outer Carpathians. *Ichnos* 2, pp. 267-275.
- LETTLEY C.D., GINGRAS, M.K., PEARSON, N.J. et PEMBERTON, S.G. (2007a) – Burrowed stiffgrounds on estuarine point bars: Modern and ancient examples, and criteria for their discrimination from firmgrounds developed along omission surfaces. In *Applied Ichnology*, ed. J.A. MACEACHERN, K.L. BANN, M.K. GINGRAS et S.G. PEMBERTON, *Society for Sedimentary Geology Short Course Notes*, 52, pp. 325-333.
- LEWIS D.W. (1970) – The New Zealand *Zoophycos*. *N Z J Geol Geophys* 13: pp. 295-315.
- LIANG H., CHEN X., WANG C., ZHAO D. et WEISSERT H. (2016) – Methane derived authigenic carbonates of mid-Cretaceous age in southern Tibet: types of carbonate concretions, carbon sources, and formation processes. *J Asian Earth Sci.*, 115: pp. 153-169.
- LIMAM H., OUALI MEHADJI A., et BENDELLA M. (2021) – The Chefar El Ahmar Formation (Late Emsian-Frasnian Ib) in the Marhouma section (Saoura, Algerian Sahara): Insights from ichnology and sedimentology. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, pp. 274-289.
- LIU H., SHI K., LIU B., SONG X., GUO R., LI Y., WANG G., WANG H., et SHEN Y. (2019) – Characterization and identification of bioturbation-associated high permeability zones in carbonate reservoirs of Upper Cretaceous Khasib Formation, AD oilfield, central Mesopotamian Basin, Iraq. *Marine and Petroleum Geology*, 110: pp. 747-767.
- LOHRER, A. M., THRUSH, S. F. et GIBBS, M. M. (2004) – Bioturbators enhance ecosystem function through complex biogeochemical interactions. *Nature* 431, pp. 1092-1095.
- LOOPE G.R., KUMP L.R., et ARTHUR M.A. (2013) – Shallow water redox conditions from the Permian-Triassic boundary microbialite: the rare earth element and iodine geochemistry of carbonates from Turkey and South China. *Chem Geol*, 351: pp. 195-208.

- LOVLEY DR, PHILLIPS EJP, GORBY YA, LANDA ER (1991) – Microbial reduction of uranium. *Nature* 350: pp. 413-416.
- LOVLEY D.R., HOLMES D.E., NEVIN K.P. (2004) – Dissimilatory Fe(III) and Mn(IV) reduction. *Advances in Microbial Physiology* 49: pp. 219-286.
- LÖWEMARK L., LIN I-T., WANG C-H., HUH C-A., WEI K-Y. et CHEN C-W. (2004) – Ethology of the *Zooplycos*-producer: Arguments against the gardening model from  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  evidences of the spreiten material. *T.A.O (Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences)* 15, pp. 713-725.
- LUBESSEDER S., REDFERN J. et BOUTIB L. (2009) – Mixed siliciclastic-carbonate shelf sedimentation-Lower Devonian sequences of the SW Anti-Atlas, Morocco. *Sedimentary Geology*, 215: pp. 13-32
- LUCAS G. (1952) – Bordure Nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *Monogr. Region XIVème Congr. Géol. Inter. Alger, Algérie, sér. 1, n°21, 139 p. 59 fig.*
- LUNDGREN B. (1891) – Studier öfver fossilförande lösa blok. – *Geol. Fören. Stockholm Förhandl.*, 13, pp. 111-121.
- LÜNING S., WENDTB J., BELKAC Z. et KAUFMANNB B. (2004) – Temporal-spatial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedimentary Geology*. 163: pp. 237-264
- LUTH C., LUTH U., GEBRUK A. V., et HJALMAR T. (1999) – Methane gas Seeps Along the Oxidic/Anoxic Gradient in the Black Sea: Manifestations, Biogenic Sediment Compounds and Preliminary Results on Benthic Ecology. *Marine Ecology*, 20 : pp. 221-249.
- M'COY F. (1850) – On some genera and species of Silurian *Radiata* in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, 6 (2): pp. 270-290.
- MAÂCHE, N (1987) – Etude sédimentologique, lithostratigraphique, diagenèse et paléogéographie des séries du Dévonien de la Saoura, Monts d'Ougarta (Sahara nordoccidental, Algérie). *Thèse Doctorat 3ème Cycle, Univ. Paris-sud (Orsay)*, 176 p., 65 fig., 16 tab., 10 pl.
- MACEACHERN J.A. et PEMBERTON S.G. (1994) – Ichnological aspects of incised valley fill systems from the Viking Formation of the Western Canada Sedimentary Basin, Alberta,



- Canada. In *Incised Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences*, ed. R. BOYD, B.A. ZAITLIN et R. DALRYMPLE, *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 51, pp. 129-157.
- MACEACHERN J.A. et GINGRAS M. (2007) – Recognition of brackish-water trace fossil assemblages in the Cretaceous western interior seaway of Alberta. In *Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology*, ed. R. BROMLEY, L.A. BUATOIS, M.G. MÁNGANO, J. GENISE et R. MELCHOR, *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 88, pp. 149-194.
- MACEACHERN J.A., PEMBERTON S.G., GINGRAS M.K., BANN K.L. et DAFOE L.T. (2007a) – Uses of Trace Fossils in Genetic Stratigraphy. In: MILLER IIIW (ed) *Trace Fossils: Concepts. Elsevier, Problems, Prospects, Amsterdam*, pp. 110-134.
- MACEACHERN J.A., PEMBERTON S.G., GINGRAS M.K. et BANN K.L. (2007b) – The Ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: MILLER IIIW (ed) *Trace Fossils: Concepts. Elsevier, Problems, Prospects, Amsterdam*, pp. 52-77.
- MACHEL H.G. (2001) – Bacterial and thermochemical sulfate reduction in diagenetic settings - old and new insights. *Sedimentary Geology*, 140: pp. 143-175.
- MACHEL H.G., KROUSE H.R. et SASSEN R. (1995) – Products and distinguishing criteria of bacterial and thermochemical sulfate reduction. *Applied Geochemistry*, 10: pp. 373-389.
- MÄGDEFRAU K (1932) – Über einige Bohrgänge aus dem Unteren Muschelkalk von Jena. *Paläontol Z*, 14: pp. 150-160.
- MAHBOUBI A. (2015) – Microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au Dévonien supérieur du Sahara algérien nord-occidental. *Thèse Doctorat Université Montpellier*, 168p.
- MAHBOUBI A. et GATOVSKI Y. (2015) – Late Devonian conodonts and event stratigraphy in northwestern Algerian Sahara. *J Afr Earth Sci.*, 101: pp. 322-332.
- MAHBOUBI A, CORNÉE J-J, FEIST R, CAMPS P. et GIRARD C. (2015) – Frasnian (Upper Devonian) integrated facies analysis, magnetic susceptibility and sea-level fluctuations in the NW Algerian Sahara. *Geological Magazine*. pp. 1-16.

- MALTI F. (2012) – Passage Dévonien-Carbonifère dans l'Ougarta Sahara occidental, Algérie (Biostratigraphie et paléoenvironnement). *Thèse Doctorat d'État Univ-Oran*, 320p., 58 fig., 19 tabl. 28 pl.
- MÁNGANO M.G. et BUATOIS L.A. (1991) – Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): trace fossils and environmental implications. *J S Am Earth Sci*, 4: pp. 215-229.
- MÁNGANO M.G., BUATOIS L.A., MAPLES C.G. et WEST R.R. (2000) – A new ichnospecies of *Nereites* from Carboniferous tidal-flat facies of eastern Kansas, USA: Implications for the *Nereites-Neonereites* debate. *J Paleontol.* 74:14, pp. 9-157.
- MÁNGANO M.G. et BUATOIS L.A. (2004) – Ichnology of Carboniferous tide-influenced environments and tidal flat variability in the North American Midcontinent. In *The application of ichnology to palaeoenvironmental and stratigraphic analysis*, ed. D. MCILROY, *Geological Society Special Publication*, 228, pp. 157-178.
- MÁNGANO M.G., BUATOIS L. A. et MUNIZ-GUINEA F. (2005) – Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: animal–substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, 42, pp. 641-668.
- MARSHALL, J. D., et PIRRIE, D. (2013) – Carbonate concretions-explained. *Geology Today*, 29 (2), pp. 53-62.
- MARTENS C.S., et BERNER R.A. (1974) – Methane Production in the Interstitial Waters of Sulfate-Depleted Marine Sediments, *Science*, 185, pp. 1167-1169.
- MARTINSCH E.J. et FINKS R.M. (1982) – Lower Devonian ichnofacies at Highland Mills, New York and their gradual replacement across environmental gradients. *J Paleontol*, 56: pp. 1050-1078.
- MÄRZ, C., RIEDINGER, N., SENA, C. et KASTEN, S. (2018) – Phosphorus dynamics around the sulphate-methane transition in continental margin sediments: Authigenic apatite and Fe(II) phosphates. *Mar. Geol.*, 404, pp. 84-96.
- MASLIN M. MIKKELSEN N., VILELA C. et HAQ B. (1998) – Sea-level- and gas-hydrate-controlled catastrophic sediment failures of the Amazon fan. *Geology*, Vol. 26 (No. 12): pp. 1107-1110.

- MASLIN M., OWEN M., BETTS R., DAY S., DUNKLEY J. T., et RIDGWELL A. (2010) – Gas hydrates: past and future geohazard? *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 368: pp. 2369-2393.
- MASON, O.U., DI MEO-SAVOIE, C.A., VAN NOSTRAND, J.D., ZHOU, J., FISK, M.R., et GIOVANNONI, S.J. (2008) – Prokaryotic diversity, distribution, and insights into their role in biogeochemical cycling in marine basalts. *ISME Journal* 3, pp. 231-242.
- MASSA D., COMBAZ A. et MANDERSSCHEID G. (1965) – Observations sur les séries siluro-dévonniennes des confins algéro-marocains du Sud (1954-1955). *C. F. P. Notes & Mém.*, 8, 187 p.
- MASSALONGO, A. (1855) – *Zoophycos*, novum genus Plantarum fossilium. pp.45-52 (Antonellianis, Veronae,).
- MASSALONGO A (1856) – *Studii Paleontologici: Antonellianis*. Veronae 53.
- MASSÉ C. (2014) – Effets de la bioturbation sur la diversité des communautés bactériennes du sédiment : Approches expérimentale et *in situ* ; De *Melinna palmata* aux communautés de la vasière Ouest-Gironde. *Thèse Doctorat, Université de Bordeaux*, 268p.
- MATA S.A., et BOTTJER D.J. (2011) – Origin of Lower Triassic microbialites in mixed carbonate-siliciclastic successions: ichnology, applied stratigraphy, and the end-Permian mass extinction. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 300(1–4) : pp. 158–178.
- MATISOFF G., FISHER J. B. et MATIS S. (1985) – Effects of benthic macroinvertebrates on the exchange of solutes between sediments and freshwater. *Hydrobiologia*, 122: pp. 19-33.
- MATISOFF, G. (1995) – Effects of bioturbation on solute and particle transport in sediments. *Metal Contaminated Aquatic Sediments*: pp. 201-272.
- MATISOFF G. et WANG X. (1998) – Solute transport in sediments by freshwater infaunal bioirrigators. *Limnology & Oceanography* 43: pp. 1487-1499.
- MATISOFF G., et WANG X. (2000) – Particle mixing by freshwater infaunal bioirrigators: Midges (Chironomidae: Diptera) and mayflies (Ephemeroidea: Ephemeroptera). *Journal of Great Lakes Research* 26: pp.174-182.
- MCCANN T. et PICKERILL R.K. (1988) – Flysch trace fossils from the Cretaceous Kodiak Formation of Alaska. *J Paleontol.*, 62: pp. 330-348.

- MCCUBBIN D. G. (1982) – Barrier-island and strand-plain facies. *In: SCHOLLE, P.A., SPEARING, D. (Eds.), Sandstone depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 31: pp. 247-258.*
- MCIVER R.D. (1982) – Role of naturally occurring gas hydrates in sediments transport, *American Association of Geologists Bulletin, 66, pp. 789-792.*
- MCDOWELL R. R., AVARY K. L., et BRITTON J. Q. (2007) – The stratigraphic utility of the trace fossil *Pteridichnites biseriatus* in the Upper Devonian of Eastern West Virginia and Western Virginia. USA. *Southeastern Geology, 44 (4): pp. 191-201.*
- MEILE C. et Van CAPPELLEN P. (2003) – Global estimates of enhanced solute transport in marine sediments. *Limnol. Oceanogr. 48: pp. 777-786 .*
- MEKAHLI L., BENHAMOU M., OUALI MEHADJI A.E.K., MALTI F. Z. et MEKKAOUI A.E.R. (2000) – Interprétation tectono-eustatique du Dévonien de l'Ougarta (Nord-Ouest du Sahara, Algérie). *4<sup>ème</sup> Sém. Géol. Pétr., Boumerdès, 13-15 novembre, 11 p., 3 Fig.*
- MEKKAOUI A. (2015) – Le magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala (Daoura, Monts de l'Ougarta, Sud-Ouest, Algérie) : Géologie, Pétrologie, Géochimie et Contexte Géodynamique. *Thèse Doctorat d'État Univ-Oran, 232p., 118 fig., 7 tabl.14pl.*
- MEKKAOUI A., REMACI-BÉNAOUDA N. et GRAÏNE-TAZEROUT K. (2017) – Mafic dikes at Kahel Tabelbala (Daoura, Ougarta Range, south-western Algeria): New insights into the petrology, geochemistry and mantle source characteristics. *Comptes Rendus Geoscience, 349 (5) : pp. 202-211.*
- MENCHIKOFF N. (1930) – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. - *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, III, fascicule 2.*
- MENCHIKOFF N. (1932) – Sur le Dévonien à Céphalopodes de l'Oued Saoura et les chaînes d'Ougarta (Sahara oranais). - *Compte Rendu Académie Sciences, Paris., 194, pp. 1966-1968.*
- MENCHIKOFF N. (1933) – La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bull. Serv. Géol. Algérie, 2<sup>ème</sup> série, 2, pp. 108-124.*
- MENCHIKOFF N. (1936) – Étude géologique sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France 6 (5), pp. 131-149.*

- MENCHIKOFF N., ALIMEN H., LE MAITRE D., PETTER G. et POUEYTO A. (1952) – Les chaînes d'Ougarta et de la Saoura. *19ème Congr. Géol. intern, Alger. Monogr régionale, 1<sup>ère</sup> série, Algérie*, 15, pp. 205-222.
- MENEGHINI G.G.A. (1850) – *Paleodictyon*. In: SAVI P, MENEGHINI G (ed) *Observazione stratigrafiche e paleontologiche concernati la geologie della Toscana e dei paesi limitrofi* (Appendix to R.R. Murchison, *Memoria sulla struttura geologie delle Alpi*). Stamperia granducale, Firenze, 246 p.
- MENG Q., HOOKER J. et CARTWRIGHT J. (2017) – Early overpressuring in organic-rich shales during burial: evidence from fibrous calcite veins in the Lower Jurassic Shales-with-Beef Member in the Wessex Basin, UK. *Journal of the Geological Society*, 174, pp. 869-882.
- MERMILLOD-BLONDIN, F., ROSENBERG, R., FRANCOIS-CARCAILLET, F., NORLING, K. et MAUCLAIRE, L. (2004) – Influence of bioturbation by three benthic infaunal species on microbial communities and biogeochemical processes in marine sediment. *Aquatic Microbial Ecology* 36, pp. 271-284.
- MERMILLOD-BLONDIN F. et ROSENBERG R. (2006) – Ecosystem engineering: The impact of bioturbation on biogeochemical processes in marine and freshwater benthic habitats. *Aquatic Sciences* 68: pp. 434-442.
- MESSAOUDI H. (2015) – Paléontologie, biométrie et paléoécologie des Brachiopodes du Lias du Djebel En Sour (partie occidentale des monts du Nador, Tiaret). *Mémo. Magis. Univ. Oran*, 60 p., 12 fig., 2 tabl., 2 pl.
- METZ R. (2015) – First report of the ichnofossil *Alcyonidiopsis* Massalongo from New Jersey: second non-marine recording. *Northeastern Geoscience* 33: pp. 12-15.
- MEZLAH H. (2006) – les mud-mounds du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (Sud-Ouest algérien). *Sédimentologie-Diagenèse. Thèse. Doct. Ecole des mines Paris*. 267p., 144 fig.
- MIALL A. (1996) – The Geology of Fluvial deposits. *Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*, Springer, 582 p.
- MICHEL. D 1981 – Paléoenvironnement de calcaires noduleux et lydiennes en Montagne noire (Dévonien supérieur-Dinantien) : sédimentologie, approche expérimentale et géochimie. *Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Orsay*. 385p.

- MIDDELBURG J.J., VLUG T., JACO F., et VAN DER NAT, W.A. (1993) – Organic matter mineralization in marine systems. *Global and Planetary Change*, 8: pp. 47-58.
- MIDDELBURG J.J., SOETAERT K., HERMAN P.M. et HEIP C.H.R. (1996) – Denitrification in marine sediments: A model study. *Global Biogeochem. Cycles*, 10: pp. 661 - 673.
- MIKULÁŠ R. LEHOTSKÝ T. et BÁBEK O. (2004) – Trace fossils of the Moravice Formation from the southern Nížký Jeseník Mts. (Lower Carboniferous, Culm facies; Moravia, Czech Republic). *Bull. Geosci.* 79 (2), pp. 81-98.
- MILKOV A. V. (2000) – Worldwide distribution of submarine mud volcanoes and associated gas hydrates, *Marine Geology*, 167, pp. 29-42.
- MILLER M.F. (1991) – Morphology and paleoenvironmental distribution of Paleozoic *Spirophyton* and *Zoophycos*: implications for the *Zoophycos* ichnofacies. *Palaios*, 6, pp. 410-425.
- MILLER, M.F. et SMAIL, S.E. (1997) – A semiquantitative field method for evaluating bioturbation on bedding planes. *Palaios*, 12, pp. 391-396.
- MILLER W. (2001) – *Thalassinoides-Phycodes* compound burrow systems in Palaeocene deep-water limestone, Southern Alps of Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 170: pp. 149-156.
- MÖLLER N. K. et KVINGAN K. (1988) – Modèle généralisé de la relation entre l'environnement de dépôt et le potentiel des sédiments calcaires à former des calcaires nodulaires au cours de la diagenèse. *Sedimentology*, 35, pp. 405-420.
- MONACO P. (1995) – Relationships between trace-fossil communities and substrate characteristics in some Jurassic pelagic deposits in the Umbria-Marche Basin, central Italy. *Geobios, Memoire Special*, 18, pp. 299-311.
- MONTENA C., BAIDDER L., BARRIER P., HILALI A., LACHKEM H., et MENNING J. (1996) – Contrôle tectonique de l'édification des monticules biosédimentaires dévoniens du Hmar Lakhdad d'Erfoud (Anti-Atlas oriental, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série II, Sciences de la Terre et des Planètes*, Vol. 323 (N°. 4) : pp. 297-304.
- MORETTI M. et SABATO L. (2007) – Recognition of trigger mechanisms for soft sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant' Arcangelo Basin (southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196: pp. 31-45.

- MORZADEC P. (1997) – Trilobite. *In* Boumendjel et al. Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). - *Ann. Soc. Géol. du Nord.*, 5 (2eme série), pp. 114-115.
- MOUNJI, D., BOURQUE P.-A., et SAVARD M. M. (1998) – Hydrothermal origin of Devonian conical mounds (kess-kess) of Hamar-Lakhdad Ridge, Anti-Atlas, Morocco. *Geology*, 26: pp. 1123-1126.
- MUÑIZ F. (1998) – Paleocnología del Neógeno Superior en el sector suroccidental de la Cuenca del Guadalquivir, Área de Lepe-Ayamonte (Huelva). *Thèse Doctorat (inédit)*, Universidad de Huelva, 272 p.
- MUTTI E., RICCI LUCHI F. (1975) – Turbidites facies and facies association. *In* : E. MUTTI, G.C. PAREA, F. RICCI LUCCHI, M. SAGI, G. ZANZUCCHI, G GHIBAUDO et S. JACCARINO. Exemple of turbidites facies and fcaies association from selected formation of Northern apennines.-*IX Int. Sédim. Nice-75 Excursion a II*, pp.21-36.
- MYERS A. (1977) – Sediment processing in a marine subtidal sandy bottom community. I Physical aspects. *Journal of Marine Research*, 35, pp. 609-632.
- MYERS CR, NEALSON KH (1988) – Microbial reduction of manganese oxides: interactions with iron and sulfur. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: pp. 2727-2732.
- MYROW P.M. et SOUTHARD J.B. (1996) – Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66: pp. 875-887.
- MYROW P.M. (2005) – Storms and Storm Deposits. *In* SELLEY R.C., COCKS R., et PILMER I., eds., *Encyclopedia of Geology*: Elsevier Limited, Oxford, UK, pp. 580-587.
- NARBONNE G.M. (1984) – Trace fossils in the Upper Silurian tidal flat to basin slope carbonates of Arctic Canada. *J Paleontol* 58: pp. 398-415.
- NARBONNE G.M., MYROW P.M., LANDING E., et ANDERSON M.M. (1987) – A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern New foundland: Canadian. *Journal of Earth Sciences*, v. 24, pp. 1277-1293.
- NEALSON KH (1997) – Sediment bacteria: Who's there, what are they doing, and what's new? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25: pp. 403-434.
- NEDWELL D.B. (1984) – The input and mineralization of organic carbon in anaerobic aquatic sediments. *Adv. Microb. Ecol.* 7: pp. 93-131.

- NEMRA A., OUALI MEHADJI A., MUNNECKE A., BELKHEDIM S. et BELKBIR L. (2019) – Carbonate concretions in Miocene mudrocks in NW Algeria: Types, geochemistry, and origins. *Facies*, 65: pp. 1-17.
- NICHOLSON H.A. (1873) – Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. *Proceeding of the Royal Society of London*, 21, pp. 288-290.
- NOWAK W. (1959) – *Palaeodictyum* in the Carpathian flysch. *Kwartal. Geology*, 3: pp. 103-125.
- NYMAN S. L., NELSON C. S., et CAMPBELL K. A. (2010) – Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: analogue for the subsurface plumbing of cold seeps. *Marine Geology*, 272(1-4), pp. 319-336.
- OLIVERO D. (1994) – La trace fossile *Zoophycos* dans le Jurassique du Sud-Est de la France. Signification Paléoenvironnementale. *Documents des laboratoires de géologie. Université Lyon*, N° 129, 329 p.
- OLIVERO D. (2003) – Early Jurassic to Late Cretaceous evolution of *Zoophycos* in the French Subalpine Basin (southeastern France). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 192: pp. 59-78.
- OLIVERO D. et ATROPS F (1996) – Les séries à *Zoophycos* du Bathonien-Callovien de l'Arc de Castellane (SE de la France) dans la zone de transition plate-forme/bassin: stratigraphie et paléotectonique. *Compte Rendu Académie des Sciences, Paris* 323(série II a): pp. 81-88.
- OPPO D., CAPOZZI R., PICOTTI V., et ALESSIO P. (2015) – A genetic model of hydrocarbon-derived carbonate chimneys in shelfal fine-grained sediments: The Enza River field, Northern Apennines (Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 66, pp. 555-565
- OSGOOD R.G. (1970) – Trace fossils of the Cincinnati Area. *Palaeontographica Americana*, 6: pp. 193-235.
- OTHMANE L. (2008) – Les ichnofaciès du Callovo-Oxfordien-Kimméridgien des Monts du Nador (Tiaret, Algérie du Nord). *Mémo. Ingé. Univ. Oran*, 99 p., 18 fig., 3 pl.
- OUALI MEHADJI. A. (2004) – Les Brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur- Eifélien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-occidental, Algérie) Marqueur événementiel de la transgression fini-emsienne (Paléontologie, Biostratigraphie, Taphonomie et environnements sédimentaires). *Thèse Doctorat d'État Univ-Oran*, 229 p., 97 fig., 7 pl.



- OUALI MEHADJI A., ELMIS S., RACHEBOEUF P. et MEKAHLI L. (2004) – Caractéristiques et signification d'un niveau majeur à brachiopodes. Marqueur événementiel dans l'évolution dévonienne de la Saoura (Sahara du nord-ouest, Algérie). *Compte Rendu Geosciences* 336 : pp. 1283-1292, 2 fig., 1 tabl.
- OUALI MEHADJI A., MEKAHLI L., BOUTERFA B., ATIF K. F. T. et MEDDAH A. (2006) – Déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismes : Exemples du Dévonien terminal de l'Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias- Dogger d'Aïn-Ouarka (Atlas saharien occidental, Algérie). 12<sup>e</sup> Séminaire Sciences de la Terre, Oran, 06-07 mars 2006, pp. 30-31.
- OUALI MEHADJI A., ATIF K. F. T., BOUTERFA B., NICOLLIN J.-P. et BESSEGHIER F. Z. (2011a) – Environnements sédimentaires de la Saoura-Ougarta (Sahara Nord-Ouest, Algérie) au Dévonien inférieur (Lochkovien supérieur *pro parte*-Emsien). *Geo diversitas* 33 (4) : pp. 553-580, 14 fig., 1 tabl.
- OUALI MEHADJI A., RACHEBOEUF P., ELMIS S. et MEKAHLI L. (2011b) – Dynamique sédimentaire et cycles eustatiques de haute fréquence du « Niveau Majeur » de Marhouma au passage Dévonien inférieur - Dévonien moyen de la Saoura (Sahara Nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National* Vol. 22, n° 1, pp. 27 - 45, fig. 5.
- OUALI MEHADJI A., BENDELLA M., ATIF K.F.T., BELKACEMI K. et ABBACHE A.E.K. (2012) – Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région Marhouma (Saoura, Sahara Nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National* Vol. 23, n° 1, pp. 3 - 27, 6 fig., 1 tabl., 4 pl.
- OUALI MEHADJI A. et BOUTERFA B. (2015) – Les internalites du Siluro-Dévonien de la Saoura-Ougarta (Sahara, Algérie) *Bulletin du Service Géologique d'Algérie*, Vol. 26, n° 1-2, pp. 3-21, 7 fig., 2 pl.
- OUALI MEHADJI A., ABBACHE A., FELLAH A.H., TANDJAOUI-ARIF R., KHALDI A.Y., MEKKAOUI A., LIMAM H. (2018) – Hydrocarbures minéralisés (type épiimpsonite ?) dans les strates du Dévonien de la vallée de la Saoura (Sahara NW, Algérie). 26<sup>e</sup> Réunion des Sciences de la Terre. Lille. Octobre 22-26, p 66, Résumé.
- OUARED O. (1987) – La transition plate-forme carbonatée-bassin dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale) : stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques. *Dipl. Doct. Univ. Lyon*, 206 p., 58 fig., 11 pl.

- PANCOST R.D., DAMSTE J.S. S., DE LINT S., MAAREL M.J. Van der, GOTTSCHAL J.C., et Medinaut Shipboard Sci Party (2000) – Biomarker evidence for widespread anaerobic methane oxidation in Mediterranean sediments by a consortium of methanogenic archaea and bacteria, *Applied and Environmental Microbiology*, 66, pp. 1126-1132.
- PATEL S.J. et DESAI B.G. (2009) – Animal-sediment relationship of the crustaceans and polychaetes in the intertidal zone around Mandvi Gulf of Kachchh, Western India. *J Geol Soc India* 74: pp. 233-259.
- PATEL S.J. et PATEL N.J. (2015) – Sedimentological and palaeoecological significance of the trace fossils of the Jurassic rocks of the Jhura Dome, Mainland Kachchh, western India. *Volumina Jurassica* 13(2): pp. 101-140.
- PATTISON S.A.J. (2005) – Storm-influenced prodelta turbidite complex in the lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book Cliffs, Utah, USA: implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): pp. 420-439.
- PAULL C.K., HECKER B, COMMEAU R., FREEMAN-LYNDE R.P., NEUMANN C., CORSO W.P., GOLUBIC S., HOOK J.E., SIKES E., CURRAY J. (1984) – Biological communities at the Florida escarpment resemble hydrothermal vent taxa. *Science*, Vol. 226: pp. 965-967.
- PAULL C. K., MATSUMOTO, R., WALLACE PJ., et al. (1996) – Proceedings of the Ocean Drilling Project, *Initial Reports*, vol. 164: 623 p., *Ocean Drill. Program, College Station, Tex.*
- PAZOS P.J., GUTIÉRREZ C., FERNÁNDEZ D.E., HEREDIA A.M. et COMERIO M. (2015) – The unusual record of *Nereites*, wrinkle marks and undermat mining trace fossils from the late Silurian–earliest Devonian of central-western margin of Gondwana (Argentina). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 1: pp. 4-16.
- PECKMANN J., REIMER A., LUTH U., LUTH C., HANSEN B.T., HEINICKE C., HOEFS J. et REITNER J. (2001) – Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea. *Marine Geology*, 177, pp. 129-150.
- PEDERSEN G.K. (1985) – Thin, fine-grained storm layers in a muddy shelf sequence: an example from the Lower Jurassic in the Stenlille 1 well, Denmark. *J. geol. Soc. London*, 142: pp. 357-374.

- PEMBERTON S.G et FREY R.W. (1982) – Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56: pp. 843-881
- PEMBERTON S.G., FREY R.W. et BROMLEY G. (1988) – The ichnotaxonomy of *Conostichnus* and other plough-shaped ichnofossils. - *Can. Geol. Earth Sci.*, 25, pp. 866-892.
- PEMBERTON S.G. et JONES B. (1988) – Ichnology of the Pleistocene Ironshore Formation, Grand Cayman Island, British West Indies. *Journal of Paleontology*, 62: pp. 495-505.
- PEMBERTON S.G. et MAGWOOD J.P.A. (1990) – A unique occurrence of *Bergaueria* in the Lower Cambrian Gog Group near Lake Louise, Alberta. *Journal of Paleontology*, 64: pp. 436-440.
- PEMBERTON S.G. et WIGHTMAN D.M. (1992) – Ichnological characteristics of brackish water deposits. In *Applications of ichnology to petroleum exploration: A core workshop*, ed. S.G. PEMBERTON, *Society for Sedimentary Geology Core Workshop*, 17, pp. 141-167.
- PEMBERTON S.G., MACEACHERN J.A. et SAUNDERS T.D.A. (2004) – Stratigraphic applications of substrate-specific ichnofacies: delineating discontinuities in the rock record. In: McIlroy, D. (Ed.), *The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis*, Geological Society, London, UK, Special Publication, 228, pp. 29-62.
- PEMBERTON S. G. et GINGRAS M. K. (2005) – Classification and Characterizations of Biogenically Enhanced Permeability, *AAPG Bulletin*, Vol. 89, no. 11: pp. 1493-1517.
- PETERSON G. S., ANKLEY G. T. et LEONARD E. N. (1996) – Effect of bioturbation on metal-sulfide oxidation in surficial freshwater sediments. *Environ. Toxicol. Chem.* 15, pp. 2147-2155.
- PETTER G. (1959) – Goniatites dévoniennes du Sahara. *Pub. Serv. Carte géol. Algérie*, (nouvelle série), *Pal. Mém.* 2, pp. 1-313.
- PICKERILL R.K. (1990) – Nonmarine *Paleodictyon* from the Carboniferous Albert formation of Southern New Brunswick. *Atlantic Geol* 26: pp. 157-163
- PICKERILL R.K. (1995) – Deep-water marine *Rusophycus* and *Cruziana* from the Ordovician Lotbinidre Formation of Quebec. *Atlantic Geol* 31, pp. 103-108.

- PICKERILL R.K., ROMANO M. et MELÉNDEZ B. (1984) – Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. - *Geological Journal* 19, pp. 249-69.
- PICKERILL R.K., FYFFE L.R., et FORBES, W.H. (1988) – Late Ordovician-Early Silurian trace fossils from the Matapedia Group, Tobique River, western New Brunswick, Canada, II. Additional discoveries with descriptions and comments. *Atlantic Geology*, 24, pp. 139-148.
- PICKERILL R.K. et HARLAND T.L. (1988) – Trace fossils from Silurian slope deposits, North Greenland. - *Gronl. Geol. Unders. Rap.*, 137, pp. 119-133.
- PICKERILL R.K. et NARBONNE G.M. (1995) – Composite and compound ichnotaxa: a case example from the Ordovician of Quebec, eastern Canada. *Ichnos*, 4: pp. 53-69.
- PICKERILL R.K. et BLISSETT D. (2000) – A predatory *Rusophycus* burrow from the Cambrian of southern New Brunswick, eastern Canada, *Atlantic Geology* 35 (3): pp.179-183.
- PIQUÉ A., TRICART P., GUIRAUD R., LAVILLE E., BOUAZIZ S., AMRHAR M. et AÏT OUALI R. (2002) – The Mesozoic–Cenozoic Atlas belt (North Africa): an overview. *Geodinamica Acta*, 15: pp. 185-208.
- PISCHEDDA L, POGGIALE J.C., CUNY P., GILBERT F. (2008) – Imaging Oxygen Distribution in Marine Sediments. The Importance of Bioturbation and Sediment Heterogeneity. *Acta Biotheoretica*: Vol. 56, pp. 123-135.
- PLUSQUELLEC Y. (1997) – Coraux Tabulata et Rugosa. In BOUMENDJEL *et al.*, Les faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann.Soc. géol. Nord*, 5 (2<sup>ème</sup> série), pp. 95-99.
- POMAR L., MORSILLI M., HALLOCK P. et BÁDENAS B. (2012) – Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *EarthScience Reviews*, 111: pp. 56-81.
- POSTMA G. 1983 Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). *Sedimentology*, 30: pp. 91-103.
- POUEYTO A. (1965) – Dévonien de l'Ougarta. SN-REPAL, rapport interne (*inédit*).

- POULTON S.W., KROM M.D., RAISWELL R., (2004) – A revised scheme for the reactivity of iron (oxy-hydr) oxide minerals towards dissolved sulphide. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 68: pp. 3703-3715.
- PRANTL F. (1945) – Two news problematic trails from the Ordovician of Bohemia. (In : Czech, English summary). - *Akadémie Tchèque Sci. Bull. Intern., Cl. Sci. Math. Nat. Méd.*, 46, pp. 49-59.
- PRATT L. M. (1984) – Influence of paleoenvironmental factors on preservation of organic matter in Middle Cretaceous Greenhorn Formation, Pueblo, Colorado. - *Assoc. Petro. Geol. Bull. American.*, 68, pp. 1146-1159.
- PRUSS S.B., BOTTJER D.J., CORSETTI F.A., et BAUD A. (2006) – A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: examples from southern Turkey and the western United States. *Earth Sci Rev* 78(3–4): pp. 193-206.
- QUAYE J. A., JIANG Z., et ZHOU X. (2018) – Bioturbation influence on reservoir rock quality: A case study of Well Bian-5 from the second member Paleocene Funing Formation in the Jinhu sag, Subei basin, China. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 172: pp. 1165-1173.
- QUIN J. G. (2011) – Is most Hummocky cross-stratification formed by large-scale ripples?. *Sedimentology*, 58: pp. 1414-1433.
- RABUS R., HANSEN T. A. et WIDDEL F. (2006) – Dissimilatory sulfate-and sulfur-reducing prokaryotes. *The prokaryotes*, 2 : pp. 659-768.
- RACHIDI M. (2012) – La diagénèse d'enfouissement et l'évolution des fluides dans un contexte structural (Jurassique, Moyen et Haut Atlas, Maroc). *Thèse Doctorat Univ- Laval, QUÉBEC*. 366 p.
- RADIES D., HASIOTIS S.T., PREUSSER F.N., NEUBERT E. et MATTER A. (2005) – Faunal assemblages of Early Holocene wet interdune deposits in the Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman and their paleoclimatic significance. *Journal of Arid Environments*, 62, pp. 109-125
- RAISWELL R. (1971) – The growth of Cambrian and Liassic concretions. *Sedimentology*, 17(3-4), pp. 147-171.

- RAISWELL R. (1987) – Non-steady state microbial diagenesis and the origin of carbonate concretions and nodular limestones. In: Marshall, J.D. (Ed.), *Diagenesis of Sedimentary Sequences*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 36, pp. 41-54.
- RAISWELL R. (1988) – A chemical model for the origin of minor limestone- shale cycles by anaerobic methane oxidation. *Geology* 16, pp. 641- 644.
- RAMIREZ C. R. (2010) – *Volcanology of Costa Rica, NSTA*, 110 p.,
- READING H.G. et COLLINSON J. D. (1996) – Clastic coasts- In: READING H.G. (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy. Third edition, Oxford (Blackwell)*, pp. 154-231.
- REEBURGH W. S. (1969) – Observations of Gases in Chesapeake Bay Sediments, *Limnology and Oceanography*, 14, pp. 368-375.
- REEBURGH W. S. (1983) – Rates of biogeochemical processes in anoxic sediments. *Annual review of earth and planetary sciences* Vol 11: pp. 269-298.
- REINECK H.E. et SINGH I.B. (1980) – *Depositional Sedimentary Environments. Second edition, Springer Verlag, Berlin*, 549 p.
- RENOU E. (1843) – Aperçu sur la constitution géologique de l'Algérie *Ann. M.*, (4<sup>ème</sup>), IV, pp. 521-540.
- RETALLACK G.J. et JAHREN A.H. (2008) – Methane release from igneous intrusion of coal during Late Permian extinction events. *Journal of Geology*, 116: pp. 1-20. 1-20.
- REVSBECH, N.P., SORENSEN, J., BLACKBURN, T.H. et LOMHOLT J.P. (1980) – Distribution of oxygen in marine sediments measured with microelectrodes. *Limnology and Oceanography* 25: pp. 403-411.
- RHOADS D.C. (1974) – Organism-sediment relations on the muddy sea floor. *Oceanography and marine Biology: An annual review* 12: pp. 263-300.
- RHOADS D.C. et MORSE J. (1970) – Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient basins. – *Lethaia.*, 4, pp. 413-428.
- RHOADS D. C. et BOYER L. F. (1982) – The effect of marine benthos on physical properties of sediments: A successional perspective. In: *Animal-sediment relations*. McCall P. L. and Tevest M. J. S. (Eds.) Plenum N.Y. Press: pp. 3-52.

- RICE D. D. (1992) – Controls, habitat and resource potential of ancient bacterial gas, In Bacterial Gas, edited by R. Vially, *Editions Technip, Paris*. pp. 91-118.
- RICHARDS F., (1965) – Anoxic basins and Fjords. Dans *Chemical Oceanography*, J. Ripley et G. Skirrow (Ed.), Academic Press, New York, pp. 611-643.
- RICHIANO S. (2015) – Environmental factors affecting the development of the *Zoophycos* ichnofacies in the Lower Cretaceous Río Mayer Formation (Austral Basin, Patagonia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 439: pp. 17-26.
- RICHTER T. (1927) – Die fossilen Fährten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologischen Grundformen und deren geologische Bedeutung. *Paläontol Z*, Berlin 9: pp. 193-240.
- RICHTER R. (1850) – Ausderthiiringischen Grauwacke. *Deutsche Geologische Gesellschaft, Zeitschrift*, pp. 198-206.
- RIEDINGER N., BRUNNER B., KRASTEL S., ARNOLD G.L., WEHRMANN L., FORMOLO M.J., BECK A., BATES S.M., HENKEL S., KASTEN S., et LYONS T.W., (2017) – Sulfur cycling in an iron oxide-dominated, dynamic marine depositional system: the Argentine continental margin. *Front. Earth Sci.*, 5 (33): pp. 1-19.
- RINDSBERG A.K. (1992) – Holocene ichnology of eastern Mississippi Sound, Alabama. *Circular-Geological Society of Alabama, Report*, 167, pp. 1-75.
- RINDSBERG A.K. (1994) – Ichnology of the upper Mississippian Hartselle Sandstone of Alabama, with notes on other Carboniferous formations., - *Geol. Surv. Alabama, Bull.*, 158, pp. 1-107.
- RIO M. (1982) – Les accidents siliceux dans le Crétacé du Bassin vocontien (Sud-Est de la France). Contribution à l'étude de la silicification des formations calcaires, *Documents du Laboratoire de Géologie*, Lyon, n° 84, 158 p.
- RITGER S., CARSON B. et SUESS E. (1987) – Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction induced pore water expulsion along the Oregon/Washington margin. *GSA bulletin*, Vol. 98: pp. 147-156.
- ROBERTS H.H. et AHARON P. (1994) – Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: a review of submersible investigations. *Geo-Marine Letters*, Vol. 14(No. 1/2): pp. 135-148.

- ROBERTS H.H., AHARON P. et WALSH M.M. (1993) – Cold-seep carbonates of the Louisiana continental slope-to-basin floor. *In: R. Rezak and D.L. Lavoie (Editors), Carbonate microfabrics. Springer Verlagp.* pp. 95-104.
- RÖDER H. (1971) – Gangsysteme von *Paraonis fulgens* Levinsen 1883 (Polychaeta) in ökologischer, ethologischer und aktuopalaontologischer Sicht. *Senckenberg. Marit.* 3: pp. 3-51.
- RODRÍGUEZ-PASCUA M.A., CALVO J.P., DE VICENTE G. et GÓMEZ-GRAS D. (2000) – Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135, pp. 117-135.
- RODRÍGUEZ-PASCUA M.A., DE VICENTE G., CALVO J.P. et PÉREZ-LÓPEZ R. (2003) – Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the Late Miocene in the external betic Chain (Spain): relationship by 'b' value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25, pp. 749-763.
- RODRÍGUEZ-TOVAR F.J. et UCHMAN A. (2004) – Trace fossils after the K–T boundary event from the Agost section, SE Spain. *Geol. Mag.* 141, pp. 429-440.
- RÖMER M. (2011) – Gas bubble emissions at continental margins: Detection, mapping, and quantification. *Thèse. Doct. Univ. Bremen.* 155p., 61fig., 14tabl.
- ROTHERMICH M. M., HAYES L. A., et LOVLEY D. R. (2002) – Anaerobic, sulfatedependent degradation of polycyclic aromatic hydrocarbons in petroleumcontaminated harbor sediment. *Environmental Science and Technology* 36: pp. 4811-4817.
- ROUSSEL E. G. (2008) – Subseafloor archaeal communities: from the surface to a deep hot biosphere? *Thèse. Doct. Université de Bretagne Occidentale, Brest.*
- ROUSSELLE B. (1997) – Partition stratigraphique des faciès et des volumes de dépôt en domaine de plate-forme carbonatée : exemple dans l'Aalénien du Sud-Est de la France. *Documents du Laboratoire de Géologie*, Lyon, n°143, 225 p.
- RUSS L., KARTAL B., OP DEN CAMP H.J.M., SOLLAI M., LE BRUCHEC J., CAPRAIS J.C., GODFROY A., DAMSTE J.S.S. et JETTEN M.S.M. (2013) – Presence and diversity of anammox bacteria in cold hydrocarbon-rich seeps and hydrothermal vent sediments of the Guaymas Basin. *Frontiers in Microbiologie.* 4: 219, pp. 1-10.



- SANTELLI C.M., EDGCOMB V.P., BACH W., et EDWARDS K.J. (2009) – The diversity and abundance of bacteria inhabiting seafloor lavas positively correlate with rock alteration. *Environmental Microbiology* 11, pp. 86-98.
- SASSEN R., MACDONALD I.R., NORMAN L. GUINASSO J., JOYE S., REQUEJO A.G., SWEET S.T., ALCALÁ-HERRERA J., DEFREITAS D. A., et SCHINK D. R. *et al.* (1998) – Bacterial methane oxidation in sea-floor gas hydrate: Significance to life in extreme environments. *Geology*, 26: pp. 851-854.
- SATOH, H., NAKAMURA, Y. et OKABE, S. (2007) – Influences of infaunal burrows on the community structure and activity of ammonia-oxidizing bacteria in intertidal sediments. *Applied and Environmental Microbiology* 73, pp. 1341-1348.
- SAVRDA C.E. et BOTTJER D.J., (1986) – Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. *Geology* 14, pp. 3-6.
- SAVRDA C.E. et BOTTJER D.J., (1989a) – Anatomy and implications of bioturbated beds in “black shale” sequences: examples from the Jurassic Posidonienschiefer (southern Germany). *Palaios* 4, pp. 330-342.
- SAVRDA C.E. et BOTTJER D.J. (1989b) – Trace fossil model for reconstruction of palaeo-oxygenation histories of ancient bottom waters: application to Upper Cretaceous Niobrara Formation, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74, pp. 49-74.
- SAVRDA C.E. et BOTTJER D.J. (1994) – Ichnofossils and ichnofabrics in rhythmically bedded pelagic/ hemipelagic carbonates: recognition and evaluation of benthic redox and scour cycles. *IAS Spec. Publ.* 19, pp. 195-210.
- SAVRDA C.E. et OZALAS K. (1993) – Preservation of mixed-layer ichnofabrics in oxygenation event beds. *Palaios* 8, pp. 609-613.
- SCHAFFER F. X. (1928) – *Hormosiroidea florentina* n.g., n. sp., ein Fucus aus der Kreide der Umgeburg von Florenz. – *Paläontologische Zeitschrift* 10: 212-215; Stuttgart.
- SCHAFHÄUTL K.E. (1851) – *Geognostische Untersuchungen des südbayerischen Alpengebirges* Literarischartistische Anstalt, München, 208 p.

- SCHENAU, S.J., SLOMP, C.P. et De LANGE, G.J. (2000) – Phosphogenesis and active phosphorite formation in sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone. *Mar. Geol.*, 169, pp. 1-20.
- SCHLIRF M. (2000) – Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (Northern France). *Geologica et Palaeontologica*, 34: pp. 145-213.
- SCHLIRF M. (2003) – Palaeoecologic significance of Late Jurassic trace fossils from the Boulonnais, N France. - *Acta. Geologica. Polonica.*, 53(2), pp. 123-142.
- SCHLIRF M., MASAKAZU N. et UCHMAN A. (2002) – Invertebraten-Spurenfossilien aus dem Taunusquarzit (Siegen, Unterdevon) von der "Rossel" nahe RÜdesheim. *Jb. Nass. Ver. Naturkde*, 123: pp. 43-63.
- SCHMIDT H., et FREIWALD A., (1993) – Rezente gesteinsbohrende Kleinorganismen des norwegischen Schelfs. *Nat. Mus.* 123, pp. 149-155.
- SCHOELL, M. (1988) – Multiple Origins of Methane in the Earth, *Chemical Geology*, 71, pp. 1-10.
- SCHOUTEN S., WAKEHAM S.G. et DAMSTE J.S. (2001) – Evidence for anaerobic methane oxidation by archaea in euxinic waters of the Black Sea, *Organic Geochemistry*, 32, pp. 1277-1281.
- SCHWEIGL J. et NEUBAUER F. (1997) – Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 90 (2), pp. 303-323.
- SCOTESE C.R. (2014a) – Atlas of Devonian Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 4, The Late Paleozoic, Maps 65-72, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- SCOTESE C.R. (2014b) – Atlas of Jurassic Paleogeographic Maps, PALEOMAP Atlas for ArcGIS, volume 4, The Jurassic and Triassic, Maps 32-42, Mollweide Projection, PALEOMAP Project, Evanston, IL.
- SCOTT J.J., RENAUT R.W., OWEN R.B. et SARJEANT W.A.S., (2007) – Biogenic activity, trace formation, and trace taphonomy in the marginal sediments of saline, alkaline Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. In: BROMLEY R.G., BUATOIS L.A., MÁNGANO M.G., GENISE J.F.,

- MELCHOR R.N. (Eds.), Sediment-Organism Interactions. A Multifaceted Ichnology. SEPM Spec. Publ., vol. 88, pp. 311-332.
- SCOTT J.J., RENAUT R.W., BUATOIS L.A., et OWEN R.B., (2009) – Biogenic structures in exhumed surfaces around saline lakes: an example from Lake Bogoria, Kenya Rift Valley. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 272, pp. 176-198
- SCRANTON M.I. et BREWER P.G. (1978) – Consumption of dissolved methane in the deep ocean. *Limnology and Oceanography*, 23: pp. 1207-1213.
- SEBANE A. (1984) – Etude systématique et paléoécologique de la microfaune du Lias moyen et supérieur du Djebel Nador (Tiaret -Algérie). *Thèse 3ème cycle, Univ. Claude Bernard, Lyon*, 136p. 23 fig. 4 pl. (inédit.)
- SEILACHER A. (1953) – Studien zur Palichnologie.I. Über die Methoden der Palichnologie. *N Jb Geol Paläontol-Abhandlungen* 96: pp. 421-452.
- SEILACHER A. (1955) – Spuren und Fazies im Unterkambrium. In: SCHINDEWOLF O.H., SEILACHER A. (eds) Beiträge zur Kenntnis des Kambriums in der Salt Range (Pakistan), vol 10. Akademie Wissenschaften und der Literatur zu Mainz, Mathematisch Naturnaturwissenschaftliche Klasse, Abhandlungen, pp. 373-399
- SEILACHER A. (1956) – *Ichnocumulis* n. g., eine weitere Ruhespur des schwabischen Jura. *Nues Jahrb. Geologic, Paläontologie, Monatshefte*, pp. 153-159.
- SEILACHER A (1960) – Lebensspuren als Leitfossilien. *Geol Rundsch, Stuttgart* 19: pp. 41-50.
- SEILACHER A. (1964) – Biogenic Sedimentary Structures. In: IMBRIE J. et NEWELL N. (Eds), *Approaches to Paleoecology*. Wiley, New York, N.Y., pp. 296-316.
- SEILACHER A. (1967) – Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5, pp. 413-428.
- SEILACHER A. (1977) – Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils. In *Trace Fossils 2*, (ed.) T.P. CRIMES et J.C. HARPER, *Geological Journal Special Issue*, 9, pp. 289-334.
- SEILACHER A. (1983) – Upper Paleozoic trace fossils from the Gilf Kebir-Abu Ras area in southwestern Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 1 (1): pp. 21-34.
- SEILACHER A. (1990) – Aberation in bivalve evolution related to photo- and chemiosymbiosis. - *Hist. Biol.*, 3, pp. 289-311, Chur.

- SEILACHER A. (1999) – Biomat-related lifestyles in the Precambrian. *Palaios*, 14, pp. 86-93.
- SEILACHER A. et SEILACHER E. (1994) – Bivalvian trace fossils: A lesson from actuopaleontology. *Courier Forschungs institut Senckenberg*, 169: pp. 5-15.
- SEILACHER A (2007) – Trace Fossil Analysis. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 226 p.
- SELLÉS-MARTINEZ J (1994) – New insights in the origin of cone-in-cone structures. *Carbonates and Evaporites*, v. 9, no. 2, pp. 172-186.
- SELLÉS-MARTÍNEZ J. (1996) – Concretion morphology, classification and genesis. *Earth-Science Reviews*, 41(3-4), pp. 177-210.
- SHANMUGAM G. (2012) – Discussion of He et al. (2011, *Geo-Marine Letters*) Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters*, 32: pp. 359-366.
- SHANMUGAM G (2017) – Global case studies of soft-sediment deformation structures (SSDS): Definitions, classifications, advances, origins, and problems. *Journal of Palaeogeography* 6(4): pp. 251-320.
- SHANMUGAM G. (2021) – Mass transport, gravity flows, and bottom currents: Downslope and Alongslope Processes and Deposits, Elsevier, Amsterdam, 500p.
- SHAW J., COURTNEY R. C., et CURRIE J. R. (1997) – Marine geology of St. George' s Bay, Newfoundland, as interpreted from multibeam bathymetry and back-scatter data. *Geo-Marine Letters*, Vol. 17: pp. 188-194.
- SHELDON R.P. (1981) – Ancient marine phosphorites. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 9, pp. 251-284.
- SHI G.R., YI-MING G. et POTTER A. (2009) – Late Silurian trace fossils from the Melbourne Formation, Studley Park, Victoria, southeastern Australia. *Alcheringa* 33: pp. 185-209.
- SIMPSON S. (1957). - On the trace-fossil *Chondrites*. - *Journ. Geol. Soc.*, London, *Quart. Jour.*, 112, pp. 21-24.
- SIMPSON A.M. et ERIKSON K.A. (1990) – Early Cambrien progradational and transgressive sedimentation patterns. An example of the early history of passive margin. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 58, pp. 580-595.

- SIMPSON E.L. (1991) – An exhumed, Lower Cambrian tidal flat: the Antietam Formation, central Virginia, U.S.A. In *Clastic Tidal Sedimentology*, ed. D.G. SMITH, G.E. REINSON, B.A. ZAITLIN et R.A. RAHMANI, *Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir*, 16, pp. 123-134
- SINGH H.R., RODRÍGUEZ-TOVAR F.J. et IBOTOMBI S. (2008) – Trace fossils of the Upper Eocene–Lower Oligocene transition of the Manipur, Indo-Myanmar Ranges (Northeast India). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17: pp. 821-834.
- SLOMP, C.P., MALSCHAERT, J.F.P. et VAN RAAPHORST, W. (1998) – The role of adsorption in sediment-water exchange of phosphate in North Sea continental margin sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 43, pp. 832-846.
- SONTHIPHAND P., HALL M. W. et NEUFELD J. D. (2014) – Biogeography of anaerobic ammonia-oxidizing (anammox) bacteria. *Frontiers in Microbiology*. 5: 399, pp. 1-14.
- SØRENSEN J., JØRGENSEN B.B. et REVSBECH N.P. (1979) – A comparison of oxygen, nitrate, and sulfate respiration in coastal marine sediments. *Microbial Ecology* 5: pp. 105-115.
- STAKES D. S., ORANGE D., PADUAN J. B., SALAMY K. A. et MAHER N. (1999) – Cold-seeps and authigenic carbonate formation in Monterey Bay, California. *Marine Geology*, Vol. 159: pp. 93-109.
- STAUFFERT M. (2011) – Dynamique des communautés microbiennes en réponse à une contamination pétrolière dans des sédiments bioturbés. *Univ. Pau et des Pays de L'Adour*. 332 p., 60 fig., 13 tabl.
- STIEF P. et DE BEER D. (2002) – Bioturbation effects of *Chironomus riparius* on the benthic N-cycle as measured using microsensors and microbiological assays. *Aquatic Microbial Ecology*. 27: pp. 175-185.
- STONE AT, GODTFREDSSEN KL et BAOLIN D (1994) – Sources and reactivity of reductants encountered in aquatic environments. *Chemistry of aquatic systems*, 5: pp. 337-374.
- STOW D.A.V., READING H.G. et COLLINSON J.D. (1996) – Deep seas, In H. Reading (eds) *sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3<sup>rd</sup> ed.). *Blackwell Science*, Oxford. pp. 380-442.
- SUESS E. (1980) – Particulate organic carbon flux in the oceans – surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, 288, pp. 260-263.

- SUESS E., RITGER S.D., MOORE J.C., JONES M.L., KULM L.D., et COCHRANE G.R. (1985) – Biological communities at vent sites along the subduction zone off Oregon. *Biol. Soc. Wash. Bull.* 6: pp. 475-484.
- SULTAN N., MARSSET B., KER S., MARSSET T., VOISSET M., VERNANT A.-M., BAYON G., CAUQUIL E., ADAMY J., COLLIAT J.L., DRAPEAU D. (2010) – Hydrate dissolution as a potential mechanism for pockmark formation in the Niger Delta. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, 115, B08101.
- SUN Y., PECKMANN J., HU Y., WANG X., GONG S., PENG Y., CHEN D. et FENG D. (2020) – Formation of Tubular Carbonates within the Seabed of the Northern South China Sea. *Minerals*, 10: pp. 1-17.
- SUTTNER T.J., KIDO E., JOACHIMSKI M.M., VODRÁŽKOVÁ S., PONDRELLI M., CORRADINI C., CORRIGA M. G., SIMONETTO L. et KUBAJKO M. (2021) – Paleotemperature record of the Middle Devonian Kačák Episode. *Nature/ Scientific Reports*, 11:16559.
- SVENSSON J.M., ENRICH-PRAST A., et LEONARDSON L. (2001) – Nitrification and denitrification in a eutrophic lake sediment bioturbated by oligochaetes. *Aquatic Microbial Ecology* 23: pp. 177-186.
- TAMAIN G. – Minette de lorraine. *Encyclopædia Universalis* 2 p. ; [en ligne]  
URL : <http://www.universalis.fr/encyclopedie/minette-de-lorraine/>
- TANDJAOUI-ARIF R. (2014) – Les Conodontes du Dévonien moyen de la Coupe du Km30 (Saoura, Algérie) : Biostratigraphie, Bioévénements & Environnement. *Mémo. Magi. Univ-Oran*, 74p., 16 fig., 2 pl.
- TAYLOR, A. M. et GOLDRING, R. (1993) – Description and analysis of bioturbation and ichnofabric. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 150, pp. 141-148, 4 fig, 1 table.
- TAYLOR M. H., DILLON W. P., et PECHER I. A. (2000) – Trapping and migration of methane associated with the gas hydrate stability zone at the Blake Ridge Diapir : new insights from seismic data, *Marine Geology*, 164, pp. 79-89.
- TCHOUMATCHENCO P. et UCHMAN A. (2001) – The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Uper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbidite deposit of SW Bulgaria. - *Palaogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 169, pp. 85-99.

- TISSOT B.P et WELTE D.H. (1984) – Petroleum Formation and Occurrence, Springer-Verlag, 538p.
- TONKIN N. S., MCILROY D., MEYER R., et MOORE-TURPIN A. (2010) – Bioturbation influence on reservoir quality: A case study from the Cretaceous Ben Nevis Formation, Jeanne d'Arc Basin, offshore Newfoundland, Canada. *AAPG Bulletin*, v. 94, no. 7, pp. 1059-1078.
- TRIBOVILLARD N., ALGEO T. J., LYONS T. et RIBOULLEAU A. (2006) – Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update. *Chemical Geology*, v. 232, n°. 1-2, pp. 12-32.
- TRIBOVILLARD N., du CHÂTELET E.A., GAY A., BARBECOT F., SANSJOFRE P., et POTDEVIN J.L., (2013) – Geochemistry of cold seepage-impacted sediments: Per-ascensum or per-descensum trace metal enrichment?, *Chemical Geology*, 340: pp. 1-12.
- TRIBOVILLARD N., PETIT A., QUIJADA M., RIBOULLEAU A., SANS-JOFRE P., THOMAZO C. et BIRGEL D.N (2016) – Early-diagenesis carbonate precipitation: From nodules to cone-in-cone structures. - *14th Swiss Geoscience Meeting*, Geneva, 2 p.
- TRIBOVILLARD, N., PETIT, A., QUIJADA, M., RIBOULLEAU, A., SANSJOFRE, P., THOMAZO, C., HUGUET, A., BIRGEL, D., AVERBUCH, O., (2018) – A genetic link between syndimentary tectonics expelled fluids, microbial sulfate reduction and cone-in-cone structures, *Marine and Petroleum Geology*. 37p.
- TUCKER M.E. et WRIGHT V.P. (1990) – Carbonate sedimentology. *Blackwell Scientific Publ.*, 482 p.
- UCHMAN A. (1995) – Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnosoarenacea Formation and associated facies (Miocene, Orthen Apennines, Italy). – *Beringeria.*, 15, pp. 1-15.
- UCHMAN A. (1998) – Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. - *Ann. Soc. Geol. Poloniae.*, 68, pp. 105-218.
- UCHMAN A. (1999) – Ichnology of the Rhenodanubian Flysch (Lower Cretaceous-Eocene) in Austria and Germany. *Beringeria*, 25, pp. 65-171.
- UCHMAN A (2007) – Deep-sea ichnology: development and major concepts. *In: MILLER W III (ed) Trace Fossils: Concepts, Problems, Prospects*. Elsevier, Amsterdam, pp. 248-267.

- UCHMAN A. et TCHOUMATCHENCO P. (2003) – A mixed assemblage of deep-sea and shelf trace fossils from the Lower Cretaceous (Valanginian) Kamchia Formation in the Troyan region, central Fore-Balkan, Bulgaria. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 73: pp. 27-34.
- UCHMAN A., JANBU N.E. et NEMEC W. (2004) – Trace fossils in the Cretaceous–Eocene flysch of the Sinop-Boyabat Basin, central Pontides, Turkey. *Ann. Soc. Geol. Pol.* 74, pp. 197-235.
- UCHMAN A., HANKEN N.M. et BINNS R. (2005) – Ordovician bathyal trace fossils from metasiliciclastics in central Norway and their sedimentological and paleogeographical implications. *Ichnos* 12: pp. 105-133.
- VALE C. et SUNDBY B. (1998) – The interactions between living organisms and metals in intertidal and subtidal sediments. *In: Metal metabolism in aquatic environments*. W. J. Langston and M. J. Bebianno (Eds): pp. 19-29. London.
- VALENTINE D.L., et REEBURGH W.S. (2000) – New perspectives on anaerobic methane oxidation, *Environmental Microbiology*, 2, pp. 477-484.
- VILLE M. L. (1852) – Notice géologique et minéralogique sur la partie occidentale de la province d'Oran. *Bull. soc. Geol. France*, Paris, ser. 2, pp. 363-380.
- VILLE M. L. (1857) – Notice minéralogique sur les provinces d'Oran et d'Alger., Paris, Impr. Impér. Vol. 1. In-4°, VIII-349 p.
- VIOLA I., OPPO D., FRANCHI F., CAPOZZI R., DINELLI E., LIVERANI B., et TAVIANI M. (2015) – Mineralogy, geochemistry and petrography of methane-derived authigenic carbonates from Enza River, Northern Apennines (Italy). *Marine and Petroleum Geology*, 66, pp. 566-581.
- VON RAD U., RÖSCH H., BERNER U., GEYH M., MARCHIG V. et SCHULZ H. (1996) – Authigenic carbonates derived from oxidized methane vented from the Makran accretionary prism off Pakistan. *Marine Geology*, Vol. 136: pp. 55-77.
- VON STERNBERG K.M.G. (1833) – Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der - *Flora des Vorwelt.*, 5, pp. 6-80., Leipzig, Prague, (Fr. Fleischer).
- VOSSLER S. M., et PEMBERTON S. G., (1988) – *Skolithos* in the Upper Cretaceous Cardium Formation: an ichnofossil example of opportunistic ecology. *Lethaia*, 21: pp. 351-362.



- WEBBY B.D. (1969) – Trace fossils (*Pascichnia*) from the Silurian of New South Wales, Australia. *Paläont Z.*, 43: pp. 81-93.
- WELLER S. (1899) – Kinderhook faunal studies. I. The fauna of the vermicular sandstone of Northview, Webster Country, Missouri. – *Transactions of the Academy of Science St. Louis.*, 9, pp. 9-51.
- WELSCH J. (1890) – Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Département d’Oran, Algérie). *Doct. es Sci. Nat., Univ. Lille, Bigot éd.*, 204 p. 25 fig., 1 carte.
- WENDT J. (1988) – Condensed carbonate sedimentation in the late Devonian of the eastern Anti-Atlas (Morocco). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 81 (1): pp. 155-173.
- WENDT J. et AIGNER T. (1985) – Facies patterns and depositional environments of Palaeozoic cephalopod limestones. *Sedimentary Geology*, 44 (3-4): pp. 263-300.
- WENDT J., BELKA Z., KAUFMANN B., KOSTREWA R. et HAYER J. (1997) – The world’s most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Journal of Sedimentary Research* 67, pp. 424-36.
- WENDT J. et KAUFMANN B. (1998) – Mud buildups on a Middle Devonian carbonate ramp (Algerian Sahara). In: WRIGHT V.P. et BURCHETRE T.P. (eds) Carbonate Ramps. *Geological Society, London, Special Publications*, 149, pp. 397-415.
- WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. et LUBESSEDER S. (2006) – Sedimentary evolution of a Palaeozoic basin and ridge system: The Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geological Magazine* 143, pp. 269-299.
- WENDT J., KAUFMANN B. et BELKA Z. (2009) – Devonian stratigraphy and depositional environments in the southern Illizi Basin (Algerian Sahara). *Journal of African Earth Sciences*, 54, pp. 85-96.
- WETZEL A. (2002) – Modern *Nereites* in the South China Sea-ecological associations with redox conditions in the sediment. *Palaios* 17: pp. 507-515.
- WETZEL A. (2013) – Formation of methane-related authigenic carbonates within the bioturbated zone - An example from the upwelling area off Vietnam. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 386., pp. 23-33, 7fig., 2tabl.

- WETZEL A. et BROMLEY R.G. (1996) – Reevaluation of the ichnogenus *Helminthopsis* a new look at the type material. - *Palaeont.*, 39, pp. 1-19.
- WETZEL A. et UCHMAN A. (1998a) – Deep-sea benthic food content recorded by ichnofabrics: A conceptual model based on observations from Paleogene Flysch, Carpathians, Poland. *Palaios*, 13, pp. 533-546.
- WETZEL A. et UCHMAN A. (1998b) – Biogenic sedimentary structures in mudstones: an overview. In *Shales and Mudstones I*, eds. J. SCHIEBER, W. ZIMMERLE et P. SETHI, E. Schweizeirbart'sche, Stuttgart: Verlagbuchhandlung, pp. 351-369.
- WETZEL A., BLECHSCHMIDT I., UCHMAN A. et MATTER A. (2007) – A highly diverse ichnofauna in Late Triassic deep-sea fan deposits of Oman. *Palaios* 22: pp. 567-576.
- WETZEL A. et UCHMAN A. (2012) – Hemipelagic and pelagic basin plains. In: KNAUST D. et BROMLEY R.G. (Eds.), *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology* 64. Elsevier, Amsterdam, pp. 673-702.
- WEYANT M. (1985) – North Africa conodonts. In: WAGNER RH, WINKLER PRINS C.F. et GRANADOS L.F. (Eds), *The Carboniferous of the World, II, Instituto Geologico y Minero de España*, pp. 364-367. Madrid.
- WHITICAR M. J., FABER E. et SCHOELL M. (1986) – Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO<sub>2</sub> reduction vs. Acetate fermentation - Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50: pp. 693-709.
- WHITICAR M. J. (1990) – A geochemical perspective of natural gas and atmospheric methane. *Organic Geochemistry* 16: pp. 531-547.
- WHITICAR M. J. (1994) – Correlation of natural gases with their sources, in *The Petroleum System — From Source to Trap. AAPG Memoir 60*, edited by L. Magoon, et W. Dow, pp. 261-284.
- WHITICAR M. J (1999) – Carbon and hydrogen isotopes systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology* 161: pp. 291-314.
- WHITICAR M. J. (2002) – Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernforde Bay, *Marine Geology*, 182, pp. 29-53.

- WIERZBOWSKI A., ATROPS F., GRABOWSKI J., HOUNSLOW M., MATYJA B.A., OLÓRIZ F., PAGE K., HORACIO P., ROGOV M. A., SCHWEIGERT G., VILLASEÑOR A. B., WIERZBOWSKI H., WRIGHT J. K. (2016) – Towards a consistent Oxfordian–Kimmeridgian global boundary: current state of knowledge. *Volumina Jurassica*, XIV: pp. 14-49.
- WIGHTMAN D.M., PEMBERTON S.G. et SINGH C. (1987) – Depositional modelling of the Upper Mannville (Lower Cretaceous), eastcentral Alberta: Implications for the recognition of brackish water deposits. In *Reservoir Sedimentology*, ed. R.W. TILLMAN et K.J. WEBER, *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 40, pp. 189-220.
- WILKIN R.T. et BARNES H.L. (1996) – Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: pp. 4167-4179.
- WILKIN R.T., BARNES H.L. et BRANTLEY S.L. (1996) – The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments: An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60: pp. 3897-3912.
- WILKIN R.T. et BARNES H.L. (1997a) – Pyrite formation in an anoxic estuarine basin. *American Journal of Science*, 297: pp. 620-650.
- WILKIN R.T. et BARNES H.L. (1997b) – Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61 (2), pp. 323-339.
- WILKIN R.T., ARTHUR M.A., et DEAN W.E. (1997) – History of water-column anoxia in the Black Sea indicated by pyrite framboid size distributions. *Earth and Planetary Science Letters*, 148: pp. 517-525
- WILKIN R.T. et ARTHUR M.A. (2001) – Variations in pyrite texture, sulfur isotope composition, and iron systematics in the Black Sea: Evidence for Late Pleistocene to Holocene excursions of the O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>S redox transition. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65: pp. 1399-1416.
- WOOD A. et SMITH A.J. (1959) – The sedimentation and sedimentary history of the Aberystwyth Grits (Upper Llandoveryan). *Q J Geol Soc, London*, pp. 114-454.
- WOODLAND B.G. (1964) – The nature and origin of cone-in-cone structure: *Fieldiana: Geology*, v. 13, pp. 185-305.

- WU X.T. (1982) – Storm-generated depositional types and associated trace fossils in Lower Carboniferous shallow-marine carbonates of Three Cliffs Bay and Ogmores-by-Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 39, pp. 189-195.
- WYCHERLEY H., FLEET A., SHAW H. (1999) – Some observations on the origins of large volumes of carbon dioxide accumulations in sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology* 16, pp. 489-494.
- YANG S. et HU Y. (1992) – Silurian trace fossils from the western part of West Qinling. *Geosci J Grad Sch Chin Univ Geosci* 6: pp. 385-391.
- YUSIFOV M. et RABINOWITZ Ph. D. (2004) – Classification of mud volcanoes in the South Caspian Basin, offshore Azerbaijan. *Marine and Petroleum Geology*. 21. pp. 965-975.
- ZAZOUN R.S., BELHADJ E.H.M., FEKIRINE B. et AREZKI A. (2004) – Excursion dans les monts de l'Ougarta et Timimoun. 5<sup>ème</sup> S.G.P., SONATRACH, CRD, 21-28 janvier 2004, 57 p.
- ZDZISLAW B. (1998) – Early Devonian Kess-Kess Carbonate Mud Mounds of The Eastern Anti-Atlas (Morocco), And Their Relation to Submarine Hydrothermal Venting. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 68, N°. 3, pp. 368-377.
- ZEHNDER A. J. B., et BROCK T. D. (1979) – Methane Formation and Methane Oxidation by Methanogenic Bacteria, *Journal of Bacteriology*, 137, pp. 420-432.
- ZHAN R., JIN J., LIU J. et WEI X. (2016) – Meganodular limestone of the Pagoda formation: A time-specific carbonate facies in the Upper Ordovician of South China. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 448: pp. 349-362
- ZHANG C.L.L., LI Y.L., WALL J.D., LARSEN L., SASSEN R., HUANG Y.S., WANG Y., PEACOCK A., WHITE D.C., HORITA J., et COLE D.R. (2002) – Lipid and carbon isotopic evidence of methane-oxidizing and sulfate-reducing bacteria in association with gas hydrates from the Gulf of Mexico, *Geology*, 30, pp. 239-242.
- ZHANG L.J., FAN R.Y. et GONG Y.M. (2015) – *Zoophycos* macroevolution since 541 Ma. *Sci. Rep.* 5 (14954): pp. 1-10.
- ZHENG C.Y.C., MÁNGANO M.G. et BUATOIS L.A. (2018) – Ichnology and depositional environments of the Upper Ordovician Stony Mountain Formation in the Williston Basin, Canada: Refining ichnofacies and ichnofabric models for Epeiric Sea carbonates. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 501: pp. 13-29.

# LISTE DES FIGURES

Fig. I-1 : Représentation schématique des mécanismes de remaniement physique et biologique induits par les différents groupes fonctionnels de macro-invertébrés bioturbateurs, avec **a**= largeur de la zone de mélange, **n**=profondeur de la zone de mélange, **mie**=hauteur de la zone d'ingestion/excrétion, **mi**=hauteur de la zone d'ingestion, **mft**=profondeur du fond des galeries, **mb**=profondeur de diffusion, **b**=profondeur initiale de la matrice utilisée pour la modélisation du transport. Les flèches représentent le mouvement des particules de sédiment (d'après François et al., 2001)..... 10

Fig. I-2 : Relation entre associations des traces fossiles, la bathymétrie, l'énergie hydrodynamique et l'apport nutritif. La sédimentation épisodique (ex : courants de tempêtes et turbidites) génère des perturbations environnementales et peut introduire des particules organiques en suspension favoriser le déplacement de la faune suspensivore vers le large (Buatois et Mángano, 2011). ..... 13

Fig. I-3 : Relation entre les types de substrat, la répartition des structures biogéniques et la distribution des ichnofaciès (Pemberton et al., 2004, modifiée)..... 15

Fig. I-4 : Représentation schématique de relation oxygénation-traces fossiles (d'après Bromley et Ekdale, 1986 ; Ekdale et Bromley, 1991 ; Arthur et Sageman, 1994 modifier) ..... 16

Fig. I-5 : Relation entre les associations des traces fossiles, l'ichnodiversité, et la salinité (Modifiée d'après Buatois et al. 1997b, Mángano et Buatois 2004a)..... 18

Fig. I-6 : Chart récapitulatif des effets de diverses contraintes physico-chimiques sur la diversité des traces et la densité des traces. L'épaisseur de la barre reflète la densité relative ou la diversité des terriers où plus épais ¼ de plus. Notez que les transitions dans l'épaisseur des barres sont plus brusques dans le diagramme de densité des terriers ; cela reflète la capacité d'animaux spécifiques à s'épanouir dans des milieux considérés comme stressants par la plupart des endofaunes (e.g., *Corophium volutator* dans l'estuaire supérieur ; Howard et al., 1975). ..... 20

Fig. I-7 : Illustration simplifiée des connaissances acquises sur les cycles biogéochimiques dans un sédiment bioturbé (A) en comparaison à un sédiment non bioturbé (B) (d'après Stauffert, 2011)..... 22

Fig. I-8 : Distribution théorique des accepteurs d'électrons dans les sédiments à l'état d'équilibre (A), et dans les sédiments bioturbés (B et C) (d'après Aller, 1982). ..... 23

Fig. I-9 : Illustration schématique présentant les étapes de l'écoulement de fluide dans les argiles compactes bioturbées et chargées de gaz : **A-** Micro-échelle. Avec la chute de pression, les molécules d'hydrocarbures entrent dans l'organo-porosité par désorption à partir des parois des pores et des matériaux kerogènes. Si les pores sont reliés à la (micro) fracture ou au microcanal, les molécules traversent les chemins d'écoulement conducteurs vers le puits de forage. S'il n'y a pas de fracture ou de microchannel relié à l'organo-porosité, les molécules se déplacent vers le réseau de fracture ou un chemin d'écoulement perméable par diffusion. **B-** Échelle millimétrique (modifiée par [Bustin et al., 2008](#)). L'efficacité du flux des molécules de migration diffuse dans le réseau de fracture dépend de la distance entre les pores chargés d'huile ou de gaz et la fracture la plus proche ou le chemin d'écoulement perméable. Le réseau dense ichnofabric réduit la distance du flux diffusif en divisant la roche d'accueil avec des tubes limoneux perméables et fragiles et peut également améliorer l'espacement et / ou la complexité des fractures. .... 26

Fig. I-10 : Développement de la couche super-perméabilité dans le Champ Ghawar, Arabie Saoudite. Les géologues proposent que la super-perméabilité dans l'intervalle Jurassique Arab-D s'est développée quand l'érosion régionale étendue a exposé un *firmground* de calcite micritique à faible-porosité (**A**). Crustacés ont colonisé ce sédiment firm, créant un réseau des terriers dense (**B**). Les terriers colmatent (remplis) avec dolomite sucrée détritique (**C**), lequel est plus poreux and perméable que la calcite micritique qui contient les terriers. L'huile s'écoule libre (flèche d'or) à travers la couche super-k qui en résulte (**D**). (Adapté par [Pemberton et Gingras, 2005 In Gingras et al., 2015](#)). .... 27

Fig. I-11 : À gauche, les voies de dégradation de la matière organique dans les sédiments marins. ([In Bertrand et al., 2015](#)). ; À droite, les profils chimiques des eaux interstitielles reflétant la distribution verticale des processus dominants de minéralisation ([Froelich, et al., 1979](#)) (*SMTZ : Sulfate-Methan Transition Zone*)..... 32

Fig. I-12 : Formation de gaz méthane abiogénique (géo-gaz) : **A-** dans les zones de subduction. Les Volatiles et fluides dans les zones de subduction : Rétroaction climatique et mécanismes de déclenchement des catastrophes naturelles, A-Entrée, processus et structure de subduction ; B-Volatiles et fluides dans l'avant arc (pente continental) ; C- Transfert volatil à travers l'arc volcanique vers l'atmosphère ([Ramirez, 2010](#)) ; **B-** dans les marges passive ([Berndt, 2005](#) modifiée). .... 42

Fig. I-13 : Caractéristiques physique et chimique des fluides d'un système hydrothermal circulant à travers la croûte océanique (d'après <a href="#">Jannasch, 1995</a> ; <a href="#">Kelley et al., 2002</a> ; <a href="#">Roussel, 2008</a> ).....	43
Fig. I-14 : <b>A</b> - Diagramme de Bernard (modifié d'après <a href="#">Whiticar, 1990</a> ) pour tracer les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du méthane versus rapports moléculaires d'hydrocarbures indiquant l'origine biogénique ou thermogénique ou le mélange des deux. Les flèches indiquent les effets de composition relatifs de la migration ou de l'oxydation. <b>B</b> - Cross plot des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta\text{D}$ du méthane illustrant la classification du méthane généré thermogénique et biogénique et pour ce dernier également une différenciation explicite entre les produits du carbone dioxyde ou de fermentation de l'acétate (d'après <a href="#">Whiticar et al., 1999</a> In <a href="#">Römer, 2011</a> ).....	44
Fig. I-15 : Quelques données générales sur les principaux producteurs ou réservoirs du carbone dans la Terre ( <a href="#">Hoefs, 1987</a> ; <a href="#">Wycherley et al., 1999</a> ; <a href="#">Baudin et al., 2007</a> ).....	46
Fig. I-16 : Modèles de formation des pockmarks : <b>(a)</b> Hovland et Judd ( <a href="#">1988</a> ), <b>(b)</b> Josenhans et al. ( <a href="#">1978</a> ) et <b>(c)</b> Gay ( <a href="#">2002</a> ). .....	48
Fig. I-17 : Exemples de volcans de boue ( <a href="#">Deville, 2009</a> ) : <b>A</b> - Du Moruga Bouffe en Trinidad ; <b>B</b> - Du Dashgill en Azerbaïdjan. ....	49
Fig. I-18 : Types des mud volcans basés sur la forme et l'apparence sur les lignes sismiques : <b>(a)</b> Concave ; <b>(b)</b> convexe ; <b>(c)</b> plat ; <b>(d)</b> enterré. (D'après <a href="#">Yusifov et Rabinowitz, 2004</a> ).....	50
Fig. I-19 : Illustration schématique d'une construction carbonatée édifée par diverses communautés biologiques chimiosynthétiques au niveau d'un suintement de bulles de gaz qui migrent à travers les fractures vers la colonne d'eau ( <a href="#">Römer, 2011</a> ). Les bulles de gaz s'élevant à travers la colonne d'eau enfin disparaissent à la limite supérieure de la zone de stabilité de l'hydrate de gaz ( <b>GHSZ</b> ).....	52
Fig. I-20 : À gauche, Schéma décrivant les effets de la dissociation des hydrates. L'occupation des pores par le gaz engendre une surpression sous les hydrates qui peut conduire à leur fracturation et à la liquifaction des sédiments. Le gaz a ainsi la possibilité de remonter vers la surface entraînant des instabilités gravitaires sur le fond de la mer (modifié d'après <a href="#">McIver (McIver, 1982)</a> et <a href="#">Bouriak (Bouriak et al., 2000)</a> ). À droite, Le scénario hypothétique (modifié après <a href="#">Dickens et al., 1995</a> ; <a href="#">Katz et al., 1999</a> , <a href="#">Maslin et al., 2010</a> ) suggère qu'un déplacement du <b>GHSZ</b> a entraîné la décomposition d'énormes quantités d'hydrates de gaz. La libération de méthane dans l'eau des océans entraîne une augmentation de la teneur en $\text{CO}_2$ qui modifie davantage la lysocline. ....	53

- Fig. I-21 : Schéma des deux mécanismes principaux formant les volcans de boue : **A**- diapir d'argile perçant le plancher océanique ; **B**- diatrèmes formées par la remontée de sédiments fluidifiés le long de fractures (Milkov, 2000). ..... 55
- Fig. I-22 : Schéma représentant le type de conduit carbonaté en fonction du flux de fluides et de sa pérennité. Le flux serait croissant depuis les conduits noduleux vers les conduits tubulaires massifs (Gay, 2002). ..... 56
- Fig. I-23 : Une représentation schématique du rôle inféré de taux de sédimentation (subsidence) dans la croissance des concrétions de carbonate par oxydation anaérobique du méthane (modifié par Raiswell, 1987, 1988). La colonne gauche montre les zones diagénétiques dans les sédiments anaérobiques ; *AOM* = zone d'oxydation anaérobique du méthane. La profondeur et l'épaisseur de la zone d'*AOM* sont basées sur Raiswell (1987) et des références dans celles-ci. Colonne **A** : les taux de sédimentation et de subsidence sont plus élevés pour transporter les sédiments à travers la zone de l'*AOM* trop rapidement pour permettre un peu plus que la précipitation diffuse du  $\text{CaCO}_3$  diagénétique. Colonne **B** : un taux de sédimentation réduit permet de développer des concrétions dans une zone relativement large lorsque le sédiment passe lentement dans la zone de l'*AOM* (par exemple, l'horizon de béton inférieur dans le schiste Rhinestreet et le niveau 3 dans la colonne C). Colonne **C** : une cessation proche ou totale de la sédimentation (passage très lent des sédiments dans la zone de l'*AOM*) entraîne la formation d'un horizon concrétif étroit (par exemple, l'horizon de concrétion supérieur dans le schiste Rhinestreet et le niveau 1 dans la colonne C). Le niveau 2 de la colonne C reflète une augmentation du taux de sédimentation (et de subsidence) après la formation de l'horizon concrétif représenté par le niveau 3. .... 57
- Fig. I-24 : Pipe rock formé à partir des Concrétion tubulaire carbonatée : **A**- exemple de Bassin du Sud-Est, France, **B**- exemple de Cape Turnagain, île Nord Nouvelle-Zélande (In Favier, 2015 ; **C**, **D**, **E**, et **F**- exemple de Le champ de la rivière Enza, Apennines Nord, Italie (Oppo et al. 2015 ; Viola et al. 2015). ..... 58
- Fig. I-25 : Les étapes de formation des concrétions stratiformes carbonatée (Dela Pierre et al., 2010 modifié). : **T1**- Accumulation des hydrates de gaz méthane, **T2**- dissolution des hydrates de gaz méthane et formation des carbonates (*MDAC*) par l'oxydation anaérobique du méthane en concrétions stratiformes et dans les parois intérieures de terriers (flèche rouge) (**GH** : Gaz Hydraté, **CS** : Concrétions Stratiformes, **IE-S** : Interfaces Eau-Sédiment). ..... 59



Fig. I-26 : Photos de fer ooïdal sous forme des concrétions dans les Grès de Gara Djebilet (Emsien, Dévonien inférieur, Bassin de Tindouf).....	61
Fig. I-27 : Légende des figures et symboles utilisés (lithologie, figures sédimentaires, fossiles et traces fossiles) lors des descriptions lithologiques des coupes étudiées. ....	63
Fig. II-1 : <b>A-</b> Carte de situation géographique et géologique de la chaîne d'Ougarta (d'après la carte géologique de l'Algérie 1/2000000 (ASAL, simplifiée)) ; <b>B-</b> affleurements dévoniens dans des environs de Béni-Abbès (Extrait de la carte géologique d'Ougatra 1/200000, modifiée). ....	68
Fig. II-2 : Coupe de référence du Dévonien de Marhouma "km 30" ( <i>In Bastien, 1957</i> ). ....	72
Fig. II-3 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur Marhoma (km30). ....	77
Fig. II-4 : Lithostratigraphie des formations étudiées dans le secteur Marhoma (km30) (suite) (G.M = Grès de Marhouma).....	78
Fig. II-5 : Des photos panoramiques de la formation de Chefar el Ahmar : <b>A-</b> Vue d'ensemble de la partie basale de formation de Chefar el Ahmar ; <b>B-</b> Vue d'ensemble de combe argileuse à niveau noirâtre; <b>C-</b> Vue panoramique de partie supérieure de la formation de Chefar el Ahmar ; <b>D-</b> partie inférieure de calcaires pseudo-griottes ; <b>E-</b> partie supérieure de calcaires pseudo-griottes ; <b>F-</b> Vue d'ensemble des calcaires griottes slumpés de formation de Chefar el Ahmar. ....	80
Fig. II-6 : Des photos panoramiques de la formation des Argiles de Marhouma ; <b>A-</b> ensemble inférieur slumpé de calcaires griottes ; <b>B-</b> Vue d'ensemble de la partie supérieure de calcaires griottes ; <b>C et D-</b> Vue d'ensemble de la partie médiane affectée par des failles synsédimentaires et slumps (ligne vert); <b>E-</b> Vue d'ensemble de la partie supérieure de la Formation ; <b>F-</b> détail de E. ....	82
Fig. II-7 : structures sédimentaires de formation de Chefar el Ahmar : <b>A-</b> nodules sphéroïdes calcaire à l'intérieur des marne de la partie inférieure (partie médiane de FBV); <b>B-</b> calcaie entroque du FBV; <b>C-</b> structures de suintement ( <i>seep</i> ) au toit d' un banc du niveau terminal de FBV ; <b>D-</b> structure de charge dans les grès de partie médiane ; <b>E-</b> des niveaux noirâtres dans les argiles de la partie médiane ; <b>F-</b> Calcaire gréseux dans la partie médiane remonte des litages des rides ( <i>Rc</i> ) entrecoupé par des terriers à la base ( <i>?Th : Thalassinoides</i> ), surmonté par un calcaire gréseux à un niveau coquillier mince ( <i>NC</i> ).....	86

- Fig. II-8 : **A-** Calcaire verdâtre à entroque et bivalve (flèche rouge) dans la partie médiane de formation de Chefar el Ahmar ; **B-** Alternance serrée de calcaire pseudonoduleux à noduleux et de marne de la partie inférieure de Calcaire pseudo-griotte ; **C-** grès à structure de charge ; **D-** Calcaire gréseux à HCS dans le 1<sup>er</sup> niveau de calcaire pseudo-griotte ; **E-** grès à laminations horizontales surmonté par des rides érodées ; **F-** grès à laminations horizontales..... 87
- Fig. II-9 : **A-** grès à rides de vagues ; **B-** calcaire à Tentaculites ; **C-** nodule de calcaire (septaria) dans les argiles de la partie supérieure de la formation de Chefar el Ahmar ; **D-** alternance serrée de calcaires griottes de la formation de Chefar el Ahmar ; **E-** silts à litage des rides dans l'ensemble des calcaires griottes de la formation de Chefar el Ahmar ; **F-** nodule de calcaire (septaria) dans la partie basale de formation des Argiles de Marhoma..... 89
- Fig. II-10 : Structures sédimentaires caractéristiques de formation des Argiles de Marhouma : **A-** rides de courant ; **B** et **D-** structure d'échappement ; **C-** Calcaire à entroque du 1<sup>er</sup> banc de la deuxième barre du calcaire griotte ; **E-** ensemble slumpé dans la partie médiane ; **F-** détail de carré rouge dans la figure E montre des calcaires noduleux. .... 91
- Fig. II-11 : Structures sédimentaires caractéristiques de formation des Argiles de Marhouma (suite) : **A-** ensemble slumpé dans la partie médiane ; **B-** détail de A ; **C-** *Groove casts* ; **D-** *flute-casts* ; **E-** lamination convolutive (terme C de la séquence de Bouma, 1962) ; **F-** rides lingoïdes dans le sommet du banc grés. .... 92
- Fig. II-12 : Structures sédimentaires caractéristiques de formation des Argiles de Marhouma (suite) : **A-** banc gréseux slumpé ; **B-** *load casts* ; **C-** séquences turbiditiques (succession des termes b, c et e) ; **D-** migrabitumen (flèche rouge) ; **E** et **F** - Structure de *cône-in-cône*. .... 93
- Fig. II-13 : **A-** Association de *Alcyonidiopsis (Al)*, *?Balanoglossites (?Ba)* et *Nereites missouriensis (Nm)* dans les grès de la partie médiane de formation de Chefar el Ahmar ; **B-** *?Bergaueria* dans la semelle du banc turbiditique de la formation des Argiles de Marhouma. .... 98
- Fig. II-14 : Trace fossile *Chondrites* de la série étudiée : **A-** *Chondrites* isp. en association avec *Zoophycos (Z)* ; **B-** Détail de carée rouge dans la Figure A ; **C-** *Chondrites targionii* ; **D-** *Chondrites recurvus* ; **E- F-** et **G-** *Chondrites intricatus* ; *Chondrites intricatus* en association avec *Nereites missouriensis (Nm)* dans les grès au-dessous de 2<sup>ème</sup> barre des calcaires griottes ; **H-** *Chondrites affinis* dans les grès au-dessus de 2<sup>ème</sup> barre des calcaires griottes. (**A** à **F-** de la formation de Chefar el Ahmar ; **G** et **H-** de la formation des Argiles de Marhouma). (P. L= lame primaire). .... 100

Fig. II-15 : Traces fossiles de la formation des Argiles de Marhouma : <b>A-</b> <i>Dendrotichnium</i> ; <b>B-</b> <i>Dimorphichnus</i> ; <b>C</b> et <b>D-</b> <i>Helminthopsis</i> ; <b>E</b> et <b>F-</b> <i>Megagraption</i> .....	102
Fig. II-16 : <b>A-</b> <i>Neonereites biserialis</i> dans la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar; <b>B-</b> association de <i>Neonereites uniserialis</i> ( <b>Nn.u</b> ) avec <i>Nereites irregularis</i> ( <b>Ni</b> ) et <i>Protovirgularia dichotoma</i> ( <b>Pr.d</b> ) ; <b>C-</b> <i>Nereites jacksoni</i> ; <b>D-</b> association <i>Nereites jacksoni</i> ( <b>Nj</b> ) avec <i>Nereites missouriensis</i> ( <b>Nm</b> ) ; <b>E, F-</b> <i>Nereites irregularis</i> ; <b>G-</b> association des <i>Chondrites</i> ( <b>Ch</b> ) avec des <i>Nereites missouriensis</i> ( <b>Nm</b> ) dans les grés de la formation des Argiles de Marhouma au-dessus de 2ème barre des calcaires griottes ; <b>H-</b> <i>Nereites missouriensis</i> . .....	104
Fig. II-17 : <b>A-</b> <i>Palaeophycus</i> de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar. <b>B-</b> association de <i>Alcyonidiopsis</i> ( <b>Al</b> ), <i>Palaeophycus</i> ( <b>Pa</b> ) et <i>Thalassinoides</i> ( <b>Th</b> ) de le partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar ; <b>C-</b> <i>Protopaleodictyon</i> et <b>D-</b> <i>Paleodictyon</i> préservées à la semelle des bancs (dalle à <i>Megagraption</i> et <i>Protopaleodictyon</i> ) ; <b>E-</b> <i>Protovirgularia dichotoma</i> ( <b>Pr.d</b> ) et <i>?Protovirgularia</i> isp. ( <b>?Pr. isp.</b> ) de la formation des Argiles de Marhouma ; <b>F-</b> <i>Pteridichnites biseriatus</i> ; <b>G-</b> <i>?Rusophycus</i> isp. de le partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar ; <b>H-</b> traces énigmatiques (Ichnotype A).....	109
Fig. II-18 : Trace fossile <i>Zoophycos</i> de la série étudiée : <b>A-</b> <i>Zoophycos</i> en forme-U de la partie terminale de la formation de Teferguenit ; <b>B</b> ; <b>C</b> ; <b>D-</b> <i>Zoophycos</i> en forme-U de la partie basale de la formation de Chefar el Ahmar ; <b>E-</b> Illustration schématique de Figure D ; <b>F-</b> ; <b>G-</b> ; <b>H-</b> <i>Zoophycos</i> en forme-J de la partie médiane de la formation de Chefar el Ahmar. (P.L= lame primaire). .....	112
Fig. II-19 : distribution des traces fossiles, ichnofaciès et environnements des dépôts de la série dévonienne étudiée (Bio-évènement repérés d'après les travaux de <a href="#">Tandjaoui-Arif, 2014</a> et <a href="#">Mahboubi, 2015</a> ). .....	117
Fig. II-20 : model schématique de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès et environnements de dépôt de la série dévonienne étudiée. ....	118
Fig. III-1 : Localisation du domaine préatlasique dans le cadre général ( <a href="#">Elmi, 1978</a> ) ( <b>A</b> ) ; localisation du Secteur Sidi Saâdoun ( <b>B</b> ) ; Carte géologique du Secteur Sidi Saâdoun (Extrait de la carte de Sahari 1/100000) ( <b>C</b> ). .....	128
Fig. III-2 : Colonne lithostratigraphique du Jurassique des Monts du Nador (Inspirée à partir des travaux de <a href="#">Caratini, 1970</a> ; <a href="#">Elmi et al., 1974</a> ; <a href="#">Atrops et Benest, 1981</a> ; <a href="#">Seban, 1984</a> ; <a href="#">Ouared, 1987</a> ; <a href="#">Benset et al., 1995</a> ). .....	131

Fig. III-3 : Succession lithostratigraphique des formations étudiées dans le secteur Sidi Saâdoun .....	136
Fig. III-4 : Des photos panoramiques de la formation des Calcaires du Nador : <b>A</b> - partie inférieure ; <b>B</b> -partie médiane affectée par un slump ; <b>C</b> et <b>D</b> - partie supérieure. ....	137
Fig. III-5 : <b>A</b> et <b>B</b> - photos panoramiques de la formation des Grés de Sidi Saâdoun ; <b>C</b> et <b>D</b> - partie basale de la formation des Argiles de Faïdja. ....	138
Fig. III-6 : <b>A</b> - partie inférieure de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja montre la présence des niveaux noirâtres très minces ; <b>B</b> - partie supérieure de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja ; <b>C</b> - Concrétions carbonatées dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; <b>D</b> – alternance argilo-gréseuse rapprochée dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja. ....	140
Fig. III-7 : les différents faciès de la formation des Calcaires du Nador : <b>A</b> - Ammonites dans les calcaires ; <b>B</b> et <b>C</b> - Bélemnites dans les calcaires ; <b>D</b> - Calcaires à silex ; <b>E</b> - Calcaires à boudinage dans la partie sommitale ; <b>F</b> - Calcaires noduleux à des ammonites dans la partie sommitale ; <b>G</b> - Ammonites dans les calcaires noduleux ; <b>H</b> - Ammonites dans les calcaires de la partie sommitale. ....	143
Fig. III-8 : Concrétions carbonatées dans la série étudiée : <b>A</b> - concrétion ellipsoïde noyée dans un banc gréseux de la partie basale de la formation des Grés de Sidi Saâdoun ; <b>B</b> - niveau lenticulaire de calcaires noduleux (CN) surmonte faille synsédimentaire dans la partie sommitale de la formation des Grés de Sidi Saâdoun; <b>C</b> - détail de carré rouge dans la photo B ; <b>D</b> - calcaire gréseux à des concrétions ellipsoïdes de calcaires à encroûtement ferrugineux ; <b>E</b> - détail de carré rouge dans la photo D ; <b>F</b> - concrétion stratiforme parallèle aux plans de stratification ; <b>G</b> - concrétion ellipsoïde noyée dans les Argiles ; <b>H</b> - concrétion tubiforme noyée dans les Argiles. ....	145
Fig. III-9 : <b>A</b> - perforation dans la surface supérieure de grés (Dernier banc de la formation des Grés de Sidi Saâdoun) ; <b>B</b> - Figure d'érosion ( <i>furrows</i> ) ; <b>C</b> et <b>D</b> - rides de courant dans le sommet du banc grés ; <b>E</b> - banc de grés montrant des lamines parallèles bioturbées ; <b>F</b> et <b>H</b> -laminations obliques en mamelons ( <i>HCS</i> ) ; <b>G</b> - Séquence de Bouma montrant les termes <b>b</b> (lamines parallèles) et <b>c</b> (convolutées).....	148
Fig. III-10 : Structures sédimentaires de la formation des Grés de Sidi Saâdoun : <b>A</b> - Galets mous dans la surface des grés ; <b>B</b> - empreinte d'ammonite dans la surface des grés ; <b>C</b> - débris	

de bois silicifié dans les grés de la partie inférieure ; **D**- séquence turbiditique (succession des termes b, c et d) ; **E, F** et **G**- *flute case* ; **H**- *grouve caste*..... 151

Fig. III-11 : Traces fossiles de la série étudiée : **A**- *Bergaueria* à la semelle des bancs gréseux de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **B, C, D** et **E**- *Chondrites* isp. (**B** de la formation des Calcaires du Nador, **C, D** et **E** de la formation des Argiles de Faïdja) (**Ch** : *Chondrites*, **N. isp.** : *Nereites* isp., **Pr.d** : *Protovirgularia dichotoma*) ; **F, G** et **H**- *Helminthopsis* (**E** et **F** de la formation des Grés de Sidi Saâdoun, **G** de la formation des Argiles de Faïdja)..... 154

Fig. III-12 : Traces fossiles de la série étudiée : **A**- ?*Hormosiroidea* (?*Ho*) *Neonereites uniserialis* (*Nn.u*) dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **B**- *Neonereites biserialis* de la formation des Grés de Sidi Saâdoun ; **C**- *Neonereites multiserialis* dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **D**- *Neonereites uniserialis* (*Nn.u*) et ?*Hormosiroidea* (?*Ho*) dans la partie sommitale de la formation des Calcaires du Nador; **E, F** et **G**- *Nereites missouriensis* (**E** de la formation des Grés de Sidi Saâdoun, **F** et **G** de la formation des Argiles de Faïdja) ; **H**- *Ophiomorpha nodosa* dans les grés de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. .... 157

Fig. III-13 : Traces fossiles de la série étudiée : **A** et **C**- *Palaeophycus* (**A** de la formation des Grés de Sidi Saâdoun, **C** de la formation des Argiles de Faïdja) ; **B**- *Palaeophycus* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **D**- *Nereites missouriensis*, *Palaeophycus* *Planolites* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja; **E**- *Planolites* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja; **F**- *Palaeophycus* et *Thalassinoïdes* dans l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **G**- ?*Phycodes* dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **H**- *Phycosiphon* dans l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. (**Nm** : *Nereites missouriensis*, **Pa** : *Palaeophycus*, **Pl** : *Planolites*, **Th** : *Thalassinoïdes*). .... 161

Fig. III-14: **A**- traces fossiles *Scalarituba* (*Sc*) et *Neonereites biserialis* (*Nn.b*) dans les grés de l'ensemble supérieur de la formation des Argiles de Faïdja ; **B**- détail du carré rouge dans la photo A ; **C**- Ichnotaxon *Thalassinoïdes* préservés en hyporelief dans la partie sommitale de la formation des Calcaires du Nador ; **D**- à **H**- Ichnofossile *Zoophycos* de la formation des Calcaires du Nador (**Z** : *Zoophycos* ; **Ch** : *Chondrites* ; **Pa** : *Palaeophycus* ; **TM** : Tube Marginal)..... 164

Fig. III-15 : distribution des traces fossiles, ichnofaciès et environnements des dépôts de la série jurassique (passage Doggr-Malm) étudiée .....	170
Fig. III-16 : model schématique de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès et environnements de dépôt de la série jurassique (passage Doggr-Malm) étudiée .....	171
Fig. IV-A : Modèle de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès en fonction des facteurs de contrôles (Buatois et Mángano, 2011). (L.A.V.T : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; L.A.V.B.T : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps ; Z.M.O : Zone à Matière Organique ; I.E.S : Interface Eau-Sédiment).....	181
Fig. IV-B : Modèle de la distribution des ichnoassemblages, ichnofaciès en fonction des facteurs de contrôles, dans le cas de sédimentation épisodique (évènementielle) génère des perturbations environnementales. (LAVT : Limite d'Action des Vagues de Tempêtes ; LAVBT : Limite d'Action des Vagues de Beau Temps).....	182

## LISTE DES TABLEAUX

Tableau I-1 : Synthèse de l'effet des différentes activités de la macrofaune sur le carbone organique, d'après Aller, 1994.....	23
Tableau I-2 : Tableau récapitulatif des marqueurs de la migration et de l'expulsion des fluides et leurs origines .....	62
Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des principaux faciès en termes de processus et de milieux de dépôts de la série dévonienne étudiée.....	96
Tableau II-2 : Tableau montre quelques valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des dépôts de la série dévonienne étudiée .....	121
Tableau II-3 : Tableau récapitulatif des principaux marqueurs de la migration des fluides et leurs origines dans les dépôts de la série dévonienne étudiée.....	123
Tableau III-1 : Tableau récapitulatif des principaux faciès en termes de processus et de milieux de dépôts de la série jurassique (passage Dogger-Malm) étudiée. ....	152
Tableau III-2 : Tableau récapitulatif des principaux marqueurs de la migration des fluides et leurs origines dans les dépôts de la série jurassique (passage Doggr-Malm) étudiée.....	174

# TABLE DES MATIERES

	Page
<b>Remerciements</b>	i
<b>SOMMAIRE</b>	iv
<b>Résumé</b>	vii
<b>Abstract</b>	ix
<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	2
Introduction	2
Méthodologie du travail	4
Structure de la thèse	6

## -- PREMIERE PARTIE --

### SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

#### *Chapitre I* **BIOTURBATION**

<b>I.1. Bioturbation : définition et concept</b>	8
<b>I.2. Différents types de bioturbation</b>	9
<b>I.3. Facteurs qui influencent la bioturbation</b>	11
<b>I.3.1. Facteurs biotiques</b>	11
<b>I.3.2. Facteurs environnementaux</b>	12
<b>a. Energie hydrodynamique</b>	12
<b>b. Bathymétrie</b>	13
<b>c. Apport nutritif</b>	13
<b>d. Substrat</b>	14
<b>e. Oxygénation</b>	15
<b>f. Salinité</b>	17
<b>g. Taux de sédimentation</b>	18
<b>h. Température</b>	19
<b>I.4. Effets de la bioturbation</b>	21
<b>I.4.1. Influence de la bioturbation sur les propriétés chimiques (biogéochimie / processus de minéralisation) des sédiments</b>	21
<b>I.4.2. Influence de la bioturbation sur les propriétés physiques (pétrophysiques) des sédiments</b>	25

## *Chapitre II*

### **ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA BIOGEOCHIMIE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS, SUR L'ORIGINE ET DEVENIR DU METHANE**

<b>II.1.</b> Notion sur le compartiment sédimentaire superficiel	28
<b>II.2.</b> Devenir de la matière organique	29
<b>II.3.</b> Biogéochimie et la minéralisation de la matière organique	30
<b>II.3.1.</b> Réactions diagenétiques essentielles	30
<b>a.</b> Réduction du nitrate (dénitrification et nitrification)	31
<b>b.</b> Réduction du phosphore	31
<b>c.</b> Réduction du manganèse	33
<b>d.</b> Réduction du fer	33
<b>e.</b> Réduction des sulfates	33
<b>f.</b> Méthanogenèse	34
Oxydation du méthane	35
• Oxydation aérobie du méthane	36
• Oxydation anaérobie du méthane (OAM)	36
<b>II.3.2.</b> Réactions diagenétiques secondaires	37
<b>a.</b> Formation des composés ammoniacés	38
<b>b.</b> Pyritisation	39
<b>c.</b> Formation des carbonates authigéniques	39
<b>II.2.3.</b> Récapitulation des équations de la diagenèse de matière organique	40
<b>II.4.</b> Origine du méthane	41
<b>I.4.1.</b> Méthane biogénique	41
<b>a.</b> Méthane biogénique issu de la diagenèse précoce	41
<b>b.</b> Méthane thermogénique issu de la transformation du kérogène dans les roches mères	41
<b>II.4.2.</b> Méthane abiogénique (geo-gaz) issu de l'interaction eau-roche sous la colonne sédimentaire	42
<b>II.4.3.</b> Traceurs de l'origine du méthane	43
<b>a.</b> Dans les sédiments actuels et/ou l'hydrocarbure	43
<b>b.</b> Dans les sédiments fossiles (paléotrace) en absence d'hydrocarbure	45

## *Chapitre III*

### **LES EVIDENCES DE LA MIGRATION ET DE L'EXPULSION DES FLUIDES**

<b>III.1.</b> Etat des connaissances sur les marqueurs de la migration et de l'expulsion des fluides	47
<b>III.1.1.</b> Caractérisation des échappements de fluides sur le fond de la mer	47
<b>a.</b> Pockmarks	47
<b>b.</b> Volcans de boue	49
<b>c.</b> Mud mounds	51
<b>d.</b> Communautés biologiques	51
<b>e.</b> Slumps (glissement gravitaire massif)	53
<b>f.</b> Cône in cône	54



<b>III.1.2.</b> Marqueurs de la migration des fluides dans la colonne sédimentaire	54
<b>a.</b> Mud diapir (diapirs de boue)	54
<b>b.</b> Les carbonates authigènes	55
<b>c.</b> Failles polygonales	59
<b>e.</b> Les sulfures	60
<b>d.</b> Le fer oöidal	61

## -- D E U X I E M E   P A R T I E --

### DEVONIEN

Introduction	65
--------------	----

#### *Chapitre IV*

#### CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE

<b>IV.1.</b> Cadre physique	67
<b>IV.2.</b> Aspect structural de la chaîne d'Ougarta	69
<b>IV.3.</b> Cadre lithostratigraphique du Dévonien de la Saoura	71
<b>IV.3.1.</b> Formation de Zeimlet	71
<b>IV.3.2.</b> Formation de Saheb el Djir	71
<b>IV.3.3.</b> Formation du Dkhissa	73
<b>IV.3.4.</b> Formation de Teferguenit	74
<b>IV.3.5.</b> Formation de Chefar el Ahmar	74
<b>IV.3.7.</b> Formation des Argiles de Marhouma	75
<b>IV.3.8.</b> Formation des Grés de Marhouma	75

#### *Chapitre V*

#### CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE

<b>V.1.</b> Lithostratigraphie	76
<b>V.1.1.</b> Formation de Chefar el Ahmar	76
<b>V.1.2.</b> Formation des Argiles de Marhouma	81
<b>V.2.</b> SEDIMENTOLOGIE	85
<b>V.2.1.</b> Faciès de rampe médiane	85
<b>V.2.2.</b> Faciès de rampe distale	88
<b>V.2.3.</b> Faciès de bassin	90
<b>V.2.4.</b> Faciès noduleux	94
<b>V.3.</b> Ichnologie	97

#### *Chapitre VI*

#### DISCUSSION ET CONCLUSION

<b>VI.1.</b> Discussion et conclusion	114
---------------------------------------	-----

**--T E R O I S E M E P A R T I E --**  
**JURASSIQUE (CALLOVO – OXFORDIEN)**

Introduction	125
--------------	-----

*Chapitre VII*

**CADRE PHYSIQUE ET STRATIGRAPHIQUE**

<b>VII.1.</b> Cadre physique	127
<b>VII.2.</b> Aspect structural de la chaîne du Nador	129
<b>VII.2.1.</b> Des accidents de direction atlasique	129
<b>VII.2.2.</b> Des accidents transversales subméridiennes	129
<b>VII.2.3.</b> Des accidents de direction NW-SE	130
<b>VII.3.</b> Cadre lithostratigraphique du Jurassique des Monts du Nador	130
<b>VII.3.1.</b> Formation des Dolomies de l'Oued Bou Loual	130
<b>VII.3.2.</b> Formation des Calcaires de Sidi laoumi	132
<b>VII.3.3.</b> Formation Marno-calcaire de Benia	132
<b>VII.3.4.</b> Formation des Dolomies de N'Sour	132
<b>VII.3.5.</b> Formation des Calcaire du Nador	133
<b>VII.3.6.</b> Formation des Grés de Sidi Saâdoun	133
<b>VII.3.7.</b> Formation des Argiles de Faïdja	133
<b>VII.3.8.</b> Série de Taga	134

*Chapitre VIII*

**CARACTERE LITHOLOGIQUE, SEDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE**

<b>VIII.1.</b> Lithostratigraphie	135
<b>VIII.1.1.</b> Formation des Calcaires de Nador	135
<b>Unité 1 :</b> alternance calcaires et marnes à <i>Zoophycos</i>	135
<b>Unité 2 :</b> alternance calcaires et marnes à silex	135
<b>VIII.1.2.</b> Formation des Grés de Sidi Saâdoun	137
<b>VIII.1.3.</b> Formation des Argiles de Faïdja	139
Ensemble Inferieur	139
Ensemble Supérieur	141
<b>VIII.2.</b> Sédimentologie	142
<b>VIII.2.1.</b> Faciès carbonatés	142
Faciès de plateforme externe	142
Faciès de plateforme externe à haute de talus	142
Concrétions carbonatées	144
<b>VIII.2.2.</b> Faciès silico-clastique	147
Faciès de tempestite proximale	147
Faciès de tempestite distale	149
Faciès de turbidite	149

<b>VIII.3. Ichnologie</b>	153
---------------------------	-----

*Chapitre IX*

**DISCUSSION ET CONCLUSION**

<b>IX.1. Discussion et conclusion</b>	167
---------------------------------------	-----

<b>CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES</b>	176
--	-----

<b>I. Rappel des Résultats Lithostratigraphiques, Sédimentologiques, et Ichnologiques</b>	176
---	-----

<b>II. Relations Ichnofossile et Facteurs de Contrôles</b>	179
--	-----

<b>III. Recommandations</b>	183
-----------------------------	-----

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>	185
------------------------------------	-----

<b>LISTE DES FIGURES</b>	250
--------------------------	-----

<b>LISTE DES TABLEAUX</b>	259
---------------------------	-----

<b>TABLE DES MATIERES</b>	
---------------------------	--

## Résumé

Ce présent travail concerne l'étude des relations entre la bioturbation, les processus et les interactions avec les sédiments bioturbés et les fluides qui les traversent. Elle est basée sur l'analyse de deux coupes géologiques algériennes dont les positions stratigraphiques et paléogéographiques sont différentes ; km 30 (Saoura, Monts de l'Ougarta) et Sidi Saâdoun (Monts du Nador).

Dans la Vallée de la Saoura (Ougarta, Sahara Algérien nord-occidental), la série dévonienne étudiée comporte le sommet de la Formation Teferguenit, la Formation Chefar el Ahmar et enfin la Formation des Argiles de Marhouma. L'agencement de différents faciès (des pélagites et hémipélagites, les turbidites) correspond à un environnement allant d'une rampe médiane (passage Emsien-Eifélien) jusqu'au bassin (Famennien). Les assemblages des traces fossiles inventoriés sont rattachés à deux principaux ichnofaciès ; à *Cruziana* et à *Nereites* avec une intensité de bioturbation faible à modérée. La combinaison de ces outils révèle qu'au cours de cette époque, le contrôle tectono-eustatique et les bioévénements majeurs ont un impact direct sur la répartition et l'assemblage des traces fossiles.

Dans les Monts du Nador (Domaine pré-atlasique, Algérie nord-occidental), le passage Dogger-Malm (Callovo-Oxfordien) est représenté par superposition de trois formations : Calcaires du Nador à caractère carbonaté, Grès de Sidi Saâdoun à caractère silico-clastique et Argiles de Faïdja à sédimentation mixte dominée par les silico-clastiques. L'incompétence des faciès sédimentaires et l'association de traces fossiles inventoriés indiquent : (i) un environnement de plateforme externe à haut de talus correspond à l'ichnofaciès à *Zoophycos* pour la formation des Calcaires du Nador, (ii) une cône détritique dans sa position méso-distale coïncide avec l'ichnofaciès à *Nereites* pour la formation des Grès de Sidi Saâdoun et la partie basale de formation des Argiles de Faïdja, (iii) plateforme mixte ouverte s'étale de l'offshore à shoreface inférieur traduit typiquement un ichnofaciès à *Cruziana* avec une évolution bathydécroissante pour le reste de la série. Cette différenciation faciologique montre une intensité de bioturbation faible à modérée.

Une étude comparative montre une évolution notable qui touche quelques ichnotaxons au cours du temps entre ces deux époques. Il en ressort que la répartition et l'intensité des traces fossiles sont régies par la nature des dépôts sédimentaires et également aux divers facteurs de contrôle ; biotiques (évolution et radiation biologique, les extinctions...) et abiotiques (e.g., bathymétrie, énergie hydrodynamique, apport nutritif, qualité de substrat, température, oxygénation...) soumis aux fluctuations du niveau marin, l'apport sédimentaire et tectonique lors de l'évolution des bassins. En effet, l'intensité des terriers ainsi que leurs remplissages peuvent influencer directement sur le comportement pétrophysique et/ou biogéochimique des sédiments. Les informations apportées constituent un pas supplémentaire vers le décryptage des interactions pouvant exister entre la bioturbation et les voies de passage des fluides aux cours de la diagenèse précoce liées à la biominéralisation en rapport direct avec la biogéochimie de sédiment par la présence de la matière organique et/ou aux circulations des fluides diagénitiques y compris les eaux interstitielles marines, météoriques ou d'autres fluides hydrothermaux conduisent à la précipitation subséquente de minéraux authigéniques et formation des concrétions de géométrie et taille différentes observées au sein des deux séries étudiées.

## Mots clés

Algérie – Saoura – Monts du Nador – Dévonien – Callovo-Oxfordien – Environnement de dépôt – Ichnofaciès – Fluides.

## Abstract

### **Bioturbation into Paleo-emission context of fluids in the Devonian series of Saoura (Algerian Sahara) and Jurassic (Dogger-Malm Transition) series of Nador Range (Pre-atlasic Trough): Inventory, interactions and implications**

This present work concerns the study of the relationships between bioturbation, processes and interactions with bioturbated sediments and the fluids that passing through them. It is based on the analysis of two Algerian geological sections whose stratigraphic and palaeogeographic positions are different; km 30 (Saoura, Ougarta Range) and Sidi Saâdoun (Nador Range).

In the Saoura Valley (Ougarta Range, Northwestern Algerian Sahara), the studied Devonian series includes the upper part of Teferguenit Formation, the Chefar el Ahmar Formation and finally the Argiles de Marhouma Formation. The facies (pelagites and hemipelagites, turbidites) correspond to an environment ranging from a median ramp (Emsian-Eifelian Transition) to the basin (Famennian). The assemblages of inventoried trace fossils are ascribed to *Cruziana* and *Nereites* ichnofacies with low to moderate bioturbation intensity. The combination of these tools indicates that during this epoch, the tectono-eustatic control and the major bioevents have a direct impact on the repartition and assemblages of trace fossils.

In the Nador Range (Pre-atlasic Trough, North-western Algeria), the Dogger-Malm Transition (Callovo-Oxfordian) is represented by superposition of three formations: carbonate of Calcaires du Nador Formation, silico-clastics of Grés de Sidi Saâdoun Formation and Argiles de Faïdja Formation which consists of mixed marine silicoclastic-carbonate sedimentation dominated by silicoclastics. The sedimentary facies, as well as the associated trace fossils content, point to: (i) distal shelf to high part of slope corresponds to *Zoophycos* ichnofacies for Calcaires du Nador Formation, (ii) mid-distal deep-sea fan coincides with the *Nereites* ichnofacies for the Grés de Sidi Saâdoun Formation and basal part of Argiles de Faïdja Formation, (iii) an open mixed shelf extending from the offshore to lower shoreface, typically reflecting *Cruziana* ichnofacies in bathydecreasing context for the rest of section. This faciological differentiation shows a low to moderate bioturbation intensity.

A comparative study shows a significant evolution affects some ichnotaxa belong the time between these two epochs. It appears that the distribution and intensity of trace fossils are governed by the nature of sedimentary deposits and also by the various control factors; biotic (biologic evolution and radiation, extinctions...) et abiotic (e.g., bathymetry, hydrodynamic energy, nutrient supply, substrate type, temperature, oxygenation...) which were affected by sea level fluctuations, sedimentary input and tectonic during the evolution of basins. Indeed, the intensity of the burrows as well as their filling can directly influence the petrophysical and/or biogeochemical behavior of the sediments. The provided information constitutes a supplementary step towards deciphering the interactions that may exist between bioturbation and the fluids passageways during early diagenesis linked to biomineralization in direct relation with the biogeochemistry of sediment by the occurrence of organic matter and/or circulations of diagenetic fluids including marine pore-waters, meteoritic or other hydrothermal fluids lead to the subsequent precipitation of authigenic minerals and formation of concretions with different shape and geometry observed into the two studied series.

## Keywords

Algeria – Saoura – Nador Range – Devonian – Callovo-Oxfordian – Depositional environment – Ichnofacies – Fluids.

## ملخص

التعكير الحيوي في سياق الانبعاث القديم للموائع في السلسلتين الديفونية للساورة (الصحراء الجزائرية) والجوراسية (انتقال دوقار-مالم) لجبال الناظور (منطقة ما قبل أطلس): الجرد، التفاعل والتضمين

يتعلق هذا العمل الحالي بدراسة العلاقة بين التعكير الحيوي والعمليات والتفاعلات مع الرواسب المعكرة بيولوجيًا والموائع المارة بها، بناءً على تحليل مقطعين جيولوجيين جزائريين يختلفان في موقعهما الطبقي والجغرافي القديم؛ كم 30 (الساورة، جبال أوقارتا) وسيدي سعدون (جبال الناظور).

في وادي الساورة (أوقارتا، شمال غرب الصحراء الجزائرية)، تضمنت السلسلة الديفونية التي تمت دراستها الجزء العلوي من تكوين تيفرغثيت وتكوين الشفر الأحمر، وأخيرًا تكوين الحجر الطيني للمرحومة. يتوافق ترتيب السُحُنات المختلفة مع بيئة رسوبية تتراوح من منحدر متوسط (انتقال الإمسي-الإفيلي) إلى الحوض (الفاميي). ترتبط تجمعات الآثار الأحفورية التي تم جردها بسُحُن الآثار الرئيسيين؛ في كروزيانا «Cruziana» ونيرييتس «Nereites» ممع شدة تعكير حيوي منخفض إلى متوسط. يكشف الجمع بين هذه الأدوات أنه خلال هذا الوقت، يكون للتحكم في التكتونو-يوسنتاتيك والأحداث الحيوية الرئيسية تأثيرًا مباشرًا على توزيع وتجمع الآثار الأحفورية.

في جبال الناظور (منطقة ما قبل الأطلس، شمال غرب الجزائر)، يتم تمثيل انتقال الدوقار-المالم (الكالوفي-الأوكسفوردي) من خلال تراكم ثلاث تكوينات: الحجر الكلسي للناظور ذو الطابع الكربوناتي، الحجر الرملي لسيدى سعدون مع طابع سيليسي-فتاتي والحجر الطيني للفلايجة مع الترسيب المختلط الذي يغلب عليه الطابع الفتاتي. تشير السُحُنات الرسوبية وترابط الآثار الأحفورية التي تم جردها إلى: 1) المنصة البعيدة إلى الجزء العالي من المنحدر يتوافق مع سُحُن الآثار بـ زوفيكوس «Zoophycos»، 2) مروحة أعماق البحار «Deep sea fan» الوسطى-البعيدة تتزامن مع سُحُن الآثار بـ نيرييتس «Nereites»، 3) منصة مختلطة مفتوحة، تمتد من اعالي البحر إلى ما قبل الشاطئ، يعكس عادةً سُحُن الآثار بـ كروزيانا «Cruziana» في سياق العمق المتناقص لبقية السلسلة. يُظهر هذا التمايز في السُحُن شدة تعكير حيوي منخفضة إلى معتدلة.

تظهر هذه الدراسة بالمقارنة، إلى أن هناك تطورًا ملحوظًا مس بعض أنواع الآثار الأحفورية مع مرور الزمن بين هاتين الحقبين. يبدو أن توزيع الآثار الأحفورية وشدها يخضعان لطبيعة الرواسب وأيضًا لعوامل التحكم المختلفة؛ الحيوية (التطور البيولوجي، والإنقراضات، ... الخ) واللاحيوية (على سبيل المثال، العمق، الطاقة الهيدروديناميكية، إمدادات التغذية، نوعية الأرضية، درجة الحرارة، الأكسجين، ... الخ) الخاضعة للتقلبات في مستوى سطح البحر، الرواسب والحركات التكتونية أثناء تطور الأحواض. في الواقع، يمكن أن تؤثر شدة الآثار الأحفورية بالإضافة إلى حشوها بشكل مباشر على السلوك البتروفيزيائي و/أو البيوجيوكيميائي للرواسب. تشكل المعلومات المقدمة خطوة إضافية نحو فك رموز التفاعلات التي قد توجد بين التعكير الحيوي وممرات الموائع أثناء التكوّن المبكر المرتبط بالمعادن الحيوية في علاقة مباشرة بالجيوكيمياء للرواسب من خلال وجود مادة عضوية و/أو مرور موائع. بما في ذلك المياه البحرية أو الجوفية أو غيرها من السوائل المائية الحرارية المؤدية إلى الترسيب اللاحق للمعادن المتأصلة وتشكيل عقد مختلفة الشكل والحجم التي لوحظت في المقطعين المدروسين.

### كلمات مفتاحية

الجزائر – الساورة – جبال الناظور – الديفوني – الكالوفي-الأوكسفوردي – بيئة الترسيب – سُحُن الآثار – الموائع.